



**Extension du potentiel de la modélisation hydrologique. :
inversions heuristiques de modèles pluie-débit pour
l'identification des paramètres simultanément aux pluies
ou à la courbe de tarage.**

Timothée Michon

► **To cite this version:**

Timothée Michon. Extension du potentiel de la modélisation hydrologique. : inversions heuristiques de modèles pluie-débit pour l'identification des paramètres simultanément aux pluies ou à la courbe de tarage.. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2015. Français. NNT : 2015GREAA005 . tel-01235352

HAL Id: tel-01235352

<https://theses.hal.science/tel-01235352>

Submitted on 30 Nov 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Timothée Michon

Thèse dirigée par **M. Jean-Jacques Delannoy**
et codirigée par **M. Georges-Marie Saulnier**

préparée au sein du laboratoire **EDYTEM (Environnements, DYnamiques
et TERRitoires de la Montagne)**
et de l'école doctorale **SISEO (Sciences et Ingénierie des Systèmes, de
l'Environnement et des Organisations)**

Extension du potentiel de la modélisation hydrologique

Inversions heuristiques de modèles pluie-débit
pour l'identification des paramètres simultanément
aux pluies ou à la courbe de tarage

Thèse soutenue publiquement le **27 mars 2015**,
devant le jury composé de :

M. Denis Dartus, *Président, Rapporteur*

Professeur, Institut National Polytechnique de Toulouse, IMFT

Mme. Florence Habets, *Rapporteur*

Directrice de recherche, METIS

M. Alexis Berne, *Examineur*

Professeur associé, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, LTE

M. Bruno Janet, *Examineur*

Ingénieur, SCHAPI

M. Jean-Jacques Delannoy, *Directeur de thèse*

Professeur, Université de Savoie Mt Blanc, laboratoire EDYTEM

M. Georges-Marie Saulnier, *Co-Directeur de thèse*

Chargé de recherche, laboratoire EDYTEM

M. Guillaume Bontron, *Invité*

Ingénieur, CNR

M. Rémy Garçon, *Invité*

Ingénieur, EDF-DTG



Remerciements

Avant de clore la rédaction de ce manuscrit, je souhaiterais remercier les nombreuses personnes qui ont pu par leur implication, leur soutien, leur intérêt et leur imagination, permettre à ce travail de s'achever.

Je tiens en premier lieu à remercier l'ensemble des membres du jury, qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail. Merci à M. Denis Dartus (président et rapporteur), ainsi qu'à Mme. Florence Habets (rapporteur) qui, malgré des contextes difficiles, ont pris le temps de lire le manuscrit de la thèse et m'ont ensuite fait part de leurs questions et de leurs pertinentes observations. À ces dernières se sont ajoutées celles tout aussi intéressantes de M. Alexis Berne (examineur), de M. Bruno Janet (examineur), de M. Guillaume Bontron (invité) et de M. Rémy Garçon (invité), que je remercie pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail. Les discussions que nous avons eues lors de la soutenance, se sont ainsi avérées particulièrement enrichissantes et créatives. J'espère que nous aurons l'occasion de rediscuter et d'explorer certaines des idées qui ont pu en ressortir.

Cette thèse a été réalisée au sein du laboratoire EDYTEM de l'Université de Savoie Mont Blanc. Si cet environnement s'est avéré être particulièrement agréable et motivant, il m'a aussi amené à découvrir de nouvelles sciences, de nouvelles approches qui ont pu ouvrir mon esprit à des perspectives originales. Je remercie ainsi l'ensemble des membres du laboratoire EDYTEM, notamment Bruno, Vincent, Christine C., Manu, Bernard, Anne-Lise, Jérôme, Christine M., Marc, Gilles, Fabien, Stéphane, Yves, Fayçal, Estelle, Émilie, et en particulier Jean-Jacques Delannoy qui le dirige. Au delà de m'avoir accueilli au laboratoire, il a accepté de diriger la thèse. Il m'a fait confiance et a su m'apporter

son soutien lorsque cela s'est avéré nécessaire. Bien qu'étant *a priori* éloigné du sujet, il a aussi su en saisir les tenants et les aboutissants pour soulever des questions originales qui mériteront d'être abordées plus en détails.

Cette thèse n'aurait pas pu être réalisée sans le soutien du SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations). Je remercie ainsi M. Bruno Janet, M. André Bachoc, M. Arthur Marchandise et Mme Caroline Wittwer, non seulement pour la confiance qu'ils m'ont accordée, mais aussi pour les discussions intéressantes que nous avons eues.

Au vu des innombrables calculs ayant été lancés, le bilan carbone de cette thèse pourrait bien s'avérer déficitaire... D'un autre côté, je suis content de ne pas avoir eu à inverser les pluies de tête ! Pour cela j'ai eu l'aide de la plateforme MUST de l'Université de Savoie Mont Blanc. J'y ai été accueilli avec intérêt, notamment par Cécile Barbier que je remercie ici. Sans cette structure, il aurait été difficile de tester toutes ces combinaisons de paramètres, toutes ces méthodes pour *in fine*, converger vers des solutions et des outils satisfaisants. L'hydre multi-tête du Monte-Carlo de quasi-Newton aurait peut être eu raison de moi !

Cette thèse est aussi le résultat du travail d'une équipe de recherche : les FESS (Fonctionnement et Évolution des hydrosystèmeS complexeS). Derrière cet acronyme "abstrait" se cache, un groupe de quatre personnes, quatre amis, dont Georges-Marie Saulnier, William Castaing et Ève Leroy. C'est une histoire qui a commencé pour moi deux années avant commencement de la thèse, lors de ma première rencontre avec Georges-Marie. Ce n'était alors que pour effectuer mon deuxième stage ingénieur, mais cela a vite débouché, grâce au catalyseur qu'est le Basse-Terre (et j'en profite ici pour le remercier !), non seulement sur une thèse, mais surtout sur une amitié, une complicité qui m'est chère. Je pourrais aborder tous ces questionnements, toutes ces discussions que nous avons eues, allant de l'hydrologie jusqu'au krigeage non-spatialisé de conscience, en passant par la théorie de l'information et la notion d'aléatoire, mais cela s'avère difficile à résumer, même avec des mots ! Tout cela n'a fait que rendre cette aventure plus passionnante et enrichissante. En plus de tout ce qu'il m'a apporté professionnellement et personnellement, je remercie Georges-Marie pour cela. Je le remercie aussi pour la confiance et l'écoute qu'il a su m'accorder, ainsi que, tout en gérant une infinité de choses à la fois, d'avoir toujours répondu présent lorsque le besoin s'en faisait ressentir. Je n'oublie pas non plus William et Ève, William pour avoir su me guider dans les méandre de l'optimisation et du "kernel", Ève pour tous ces moments de partage non seulement durant nos trajets mais aussi autour de nos ordinateurs respectifs (Java est notre ami !).

Je pense bien évidemment aussi à tous mes collègues de thèse (si on peut appeler cela comme ça !), Jean-Philippe, Grégory, Thierry, Leïla, Marine, Camille D., Ève, Florence, Lise, Laurent, Charlotte, Manon, Anouk, Johan, Grégoire, Mélanie, Bérangère, Géraldine,

Benjamin, Marie, Amandine, Carole, Laine, Haixing, Camille G., *etc.*, qui ont amené à ces quelques quatre ans et demi de thèse, de la bonne humeur, de la passion, du rire et de la motivation. J'ai notamment passé avec certains d'entre eux, des moments particulièrement cocasses dans des abbayes ou des restos lors de voyages en Autriche que je n'oublierai pas ! Plus sérieusement, je tiens aussi à remercier en particulier Jean-Philippe, Grégory et Thierry pour toutes les discussions que nous avons eues sur leurs sujets, comme sur le mien. Je pense que nous avons tout à gagner à bosser ensemble !

Enfin, je tiens à remercier les personnes qui m'entourent quotidiennement (ou quasi-quotidiennement !), sans qui je ne serais pas arrivé jusqu'ici :

Je pense à mes parents et à mes sœurs. Ils ont toujours été là, m'ont soutenu et m'ont permis de devenir le "moi" d'aujourd'hui. Les moments que nous avons partagés et que nous partageons encore, sont d'éternelles sources d'apaisement et de sérénité pour moi.

Je pense aussi à ma "belle" famille à laquelle, au fil des années, je me suis attaché. Elle contribue à équilibrer ma vie de la meilleure des manières.

Je pense à tous mes amis, ingés, grenoblois, zealot, revelois, FESS, doctorants, tous m'ont fait vivre des moments que je n'oublierai pas et avec eux, je souhaite continuer à partager.

Je pense enfin à la personne qui m'accompagne aujourd'hui. Elle est celle qui est toujours là. Elle est celle avec qui rien n'est impossible. Cette aventure là n'est pas terminée, elle ne demande qu'à continuer à grandir, tant il y a à découvrir.

Résumé

Bien que les modèles hydrologiques soient aujourd'hui utilisés pour la prévision des crues, leur mise en place sur un territoire particulier peut encore poser question. Classiquement, elle nécessite des chronologies observées de pluies et de débits. Cependant, ces données peuvent s'avérer incertaines, insuffisantes voire indisponibles. Cela impacte alors l'identification des modèles ainsi que leurs prévisions en les rendant elles-mêmes incertaines et potentiellement inopérantes. Dans cette thèse, nous avons cherché à revisiter ces problématiques liées à la mise en place des modèles, en proposant des approches innovantes étalonnant les modèles sans certaines données pouvant s'avérer trop incertaines ou indisponibles. Ces dernières, habituellement exigées pour l'identification des modèles, sont de plus estimées au cours de l'étalonnage. Deux méthodes applicables quelque-soit la nature du modèle considéré sont proposées.

La première est une méthode d'inversion des pluies et des paramètres. Elle permet d'étalonner un modèle hydrologique à partir de chronologies observées de débits et de cumuls de pluies seulement. Cette méthode identifie de plus simultanément les chronologies des pluies au pas de temps horaire. Une application particulière de cette méthode à des modèles déjà établis et appelée inversion des pluies, généralise par ailleurs ce type d'approches à des modèles non-inversibles analytiquement. La seconde est une méthode de calibration pluie-hauteur d'eau. À partir de chronologies observées de pluies et de hauteurs d'eau seulement, elle permet de mettre en place un modèle hydrologique et d'identifier une courbe de tarage. Outre les analyses originales pouvant être menées sur les chronologies de pluies ou les courbes de tarage estimées par ces méthodes, ces dernières étendent à des contextes plus restreints en données, la possibilité d'identification de modèles pluie-débits et offrent des applications en opérationnel.

En parallèle du développement de ces méthodes, cette thèse nous a aussi amené à construire une représentation conceptuelle appelée espace des connaissances. Celle-ci permet d'appréhender de manière commune les questions nouvelles ayant été étudiées ainsi que des approches plus classiques comme la calibration ou la simulation.

Abstract

Rainfall-runoff models are used for flood forecasting by warning authorities. However their implementation on a particular territory is still a challenge. Indeed, they generally need to be calibrated by using observed rainfall and discharge time series. These data may be subject to errors and uncertainties. They are not always available. Then, the model calibration relevancy may be affected and the forecasts may also be subject to significant uncertainties. This research would like to address such issues related to the rainfall-runoff models calibration, by proposing original methods which may set up a model by using less data than the “classical” calibration. The unused data might be either subject to uncertainties or not available. Moreover, these unused data may be estimated by the methods. Two model independent approach were suggested. Both are an heuristic inversion algorithm of rainfall-runoff models.

The first method estimates simultaneously hourly rainfall time series and models parameters, by using only observed hourly discharge time series and total areal rainfall of flood events. A specific application of this method to set up models (*i.e.* with fixed parameters), generalises to models which are not invertible analytically, this kind of “hydrology backward” approaches. The second method estimates simultaneously models parameters and a rating-curve, by using only observed hourly rainfall and stage time series. Original analysis may be performed on the rainfall time series and the rating-curve estimated by the methods. Also, they extend the applicability rainfall-runoff models to hydrological context with restricted available data and offer promising operational applications.

Yet, this research lead us to build a conceptual framework, denoted knowledge space. This framework unifies not only the original approaches which were proposed, but also some more “classical” approaches to hydrology as the calibration and the simulation.

Sommaire

Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Sommaire	xi
Introduction générale	1
 Première partie Une question hydrologique commune	 5
A Mise en contexte	7
A - I Anticiper les crues et les situations de pénuries d'eau : motivations pragmatiques	7
A - II Le système hydrologique continental, définition	10
A - III Comment connaître les éléments du système hydrologique ?	11
A - III - 1 Introduction	11
A - III - 2 Les forçages météorologiques et leurs moyens d'observation	12
A - III - 3 Les pronostics hydrologiques et leurs moyens d'observation .	13
A - III - 4 Observation des processus hydrologiques, vers la modélisation et la calibration pour appréhender leurs effets	15
A - III - 5 Passé et futur, des réalités inaccessibles ?	19

B	L'espace des connaissances, un cadre pour appréhender un problème hydrologique commun : connaître le système hydrologique	23
B - I	Introduction	23
B - II	Connaître le système hydrologique ?	24
B - II - 1	La calibration, une approche pour connaître seulement les effets des processus hydrologiques ?	24
B - II - 2	La simulation, une approche pour connaître seulement les pronostics hydrologiques ?	24
B - II - 3	L'inversion des pluies, une approche pour connaître seulement les forçages météorologiques ?	25
B - II - 4	Un problème hydrologique commun	26
B - III	L'espace des connaissances	26
B - III - 1	Présentation générale	26
B - III - 2	À propos des connaissance placées sur les axes de l'espace des connaissances	31
B - III - 3	Positionner certaines connaissances sur les axes de l'espace des connaissances ?	32
B - IV	Conclusion	34
C	Une connaissance raisonnable du système hydrologique ?	37
C - I	Introduction	37
C - II	L'observation de l'environnement est incertaine et partielle	38
C - II - 1	Difficultés d'observation des forçages météorologiques, notion de modèle d'observation	38
C - II - 2	Difficultés d'observation des pronostics hydrologiques	40
C - II - 3	Difficultés d'observation des processus hydrologiques	42
C - III	La représentation algorithmique de l'environnement est incertaine et partielle	42
C - III - 1	Généralités et concepts de la modélisation	43
C - III - 2	La calibration	49
C - IV	Conclusion	66
	Deuxième partie Exploration de l'espace des connaissances	69
D	Présentations du système hydrologique étudié et des modèles hydrologiques utilisés	71
D - I	Introduction	71
D - II	L'hydrologie cévenole	72
D - II - 1	Le bassin versant de l'Ardèche à Vogüé	72

D - II - 2	Connaître le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé ?	74
D - II - 3	Observations apportant des connaissances sur les éléments du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé	75
D - III	Connaissance des effets des processus hydrologiques par modélisation, présentation des outils utilisés	77
D - III - 1	Considérations générales	77
D - III - 2	Le modèle GR4H (4 paramètres à calibrer)	79
D - III - 3	Le modèle SCSRES (3 paramètres à calibrer)	79
D - III - 4	Le modèle TOPSIMPL (4 paramètres à calibrer)	80
D - IV	Premières explorations de l'espace des connaissances	81
D - IV - 1	Introduction	81
D - IV - 2	Calibration	83
D - IV - 3	Quelques mots sur la simulation	89
D - V	Conclusion	90
E	Connaître le système hydrologique avec peu de connaissances relatives aux forçages météorologiques ?	93
E - I	Préambule du chapitre	93
E - II	<i>Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identifi- cation of parameters values and rainfall time series</i>	97
E - III	Inversion des pluies, validation	111
E - IV	Résumé, conclusions et perspectives du chapitre	118
F	Connaître le système hydrologique par calibration pluie-hauteur d'eau ?	125
F - I	Préambule du chapitre	125
F - II	<i>Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identifi- cation of parameters values and discharge rating-curve</i>	129
F - III	Résumé, conclusions et perspectives du chapitre	140
	Troisième partie Une application opérationnelle	147
G	Inverser les pluies en temps réel	149
G - I	Introduction	149
G - II	Cas d'étude et modèle hydrologique utilisé	151
G - III	Présentation de la méthode	151
G - IV	Applications et analyses des résultats	153
G - IV - 1	Premier cas d'application : pluies observées indisponibles	153
G - IV - 2	Deuxième cas d'application : pluies connues à partir du der- nier pas de temps d'inversion	161

G - IV - 3 Troisième cas d'application : pluie passées et futures connues	167
G - V Résumé, conclusions et perspectives du chapitre	169
Conclusion générale	173
Bibliographie	179
Table des figures	191
Table des tableaux	195

Introduction générale

Les risques d'inondations et de pénuries d'eau ainsi que les enjeux humains et économiques qui en découlent, ont motivé et motivent encore l'analyse de l'étape continentale du cycle de l'eau. Une meilleure connaissance de la façon dont les **processus hydrologiques** transforment les **forçages météorologiques** en débits de rivières et gouvernent donc ces événements, permettrait de mieux **anticiper** et de **gérer** de manière plus efficace les effets de ces derniers sur les territoires.

Néanmoins, du fait de la grande complexité et du manque d'observations concernant ces processus hydrologiques, leur connaissance suffisante s'avère difficilement accessible. Afin d'être en mesure de les appréhender, on a donc généralement recouru à des outils de modélisations. Ces derniers formalisent en des logiciels numériques alors appelés **modèles hydrologiques**, certaines connaissances relatives aux processus hydrologiques. Ce sont alors ces modèles qui, par l'exploitation de connaissances relatives aux forçages météorologiques (e.g. chronologies de pluies), permettent par **simulation**, de **donner des pronostics hydrologiques** (e.g. chronologies de débits en un point donné de la rivière).

Pour être convenablement mis en place, un modèle hydrologique doit néanmoins passer par une "phase d'étalonnage", généralement effectuée par **calibration**. Pour simplifier, cette approche consiste généralement à ajuster au mieux la modélisation en exploitant des données de calage relatives à des forçages météorologiques et à des pronostics hydrologiques ayant déjà été observés. Dans le contexte de l'hydrologie pluie-débit dans lequel se situe la suite de ce travail, ces données de calage seront principalement des chronologies de pluies et de débits d'un ou plusieurs événements hydrologiques ayant été observés.

Dans cette thèse, nous nous proposons d'étudier conjointement les forçages météorologiques, les effets des processus hydrologiques et les pronostics hydrologiques de la phase continentale du cycle de l'eau. Forçages, effets des processus et pronostics, seront appréhendés comme les éléments d'un **système hydrologique** continental global. Concrètement, dans le contexte de cette thèse, ce système hydrologique pourra se percevoir comme une **association de chronologies de pluies, d'une modélisation hydrologique et de chronologies de débits**.

Considérer un tel système hydrologique global, nous amènera à appréhender de manières sensiblement différentes les approches de simulation et de calibration introduites précédemment. Nous constaterons notamment que ces deux **questions hydrologiques classiques** amènent chacune, la connaissance de l'un des éléments du système hydrologique. La simulation puisqu'elle permet d'estimer des chronologies de débits, sera montrée capable d'estimer les pronostics du système hydrologique tel qu'il vient d'être défini. De même, en admettant qu'une fois calibré, le modèle hydrologique représente de manière satisfaisante les effets des processus hydrologiques, la calibration pourra elle aussi être perçue comme un moyen d'estimer les effets des processus du système hydrologique tel qu'il vient d'être défini.

De manière plus générale, en associant aux connaissances que ces approches de calibration et de simulation permettent d'obtenir, celles qu'elles exploitent, nous pourrons alors constater que ces deux questions hydrologiques particulières, répondent à une question commune : **comment connaître l'intégralité du système hydrologique ?** C'est à cette question générale que nous tenterons à répondre. Nous chercherons à résoudre un problème commun dit **problème hydrologique** : connaître simultanément chacun des éléments du système hydrologique (chronologies des pluies, chronologies des débits et modèle hydrologique en mesure de représenter de manière acceptable les effets des processus hydrologiques).

Nous introduirons également une représentation conceptuelle qui permettra d'appréhender ce problème hydrologique de manière commune. Pour simplifier, ce cadre appelé **espace des connaissances** se définira comme un espace à trois axes respectivement relatifs aux connaissances portant sur les forçages, les effets des processus hydrologiques et les pronostics. Dans l'espace généré par ces trois axes, pourront alors se visualiser des combinaisons de connaissances associant des connaissances relatives aux forçages, aux effets des processus et/ou aux pronostics.

Dans la deuxième partie de la thèse, selon les connaissances qu'elles utilisent, nous ferons apparaître dans cette représentation différentes approches qui auront été montrées capable de résoudre le problème hydrologique. En plus de la calibration et la simulation, de nouvelles méthodes seront proposées. Nous présenterons ainsi une méthode dite d'**inversion des pluies**. Celle-ci sera montrée capable de remonter aux chronologies des

pluies inconnues en exploitant des chronologies de débits connues et en utilisant modèle hydrologique calibré. Une méthode d'**inversion des pluies et des paramètres** généralisant celle d'inversion des pluies sera aussi proposée. Elle permettra de calibrer un modèle hydrologique et de remonter à la dynamique temporelle des pluies seulement à partir des chronologies de débits et des cumuls événementiels de pluies. Enfin, une dernière méthode permettant de calibrer un modèle hydrologique et d'estimer des chronologies de débits à partir des chronologies de pluies et de hauteurs d'eau, sera présentée. Par cette approche que nous appellerons **calibration pluie-hauteur d'eau**, nous montrerons qu'il est à la fois possible de calibrer un modèle hydrologique et d'estimer une courbe de tarage sans connaissances portant sur cette dernière, ni sur les débits.

Cette thèse s'organisera en trois parties.

La première aura pour principal objectif de présenter le contexte, les concepts et certaines subtilités qui entourent le problème hydrologique introduit précédemment. Nous y définirons notamment de manière plus approfondie l'espace des connaissances par lequel nous l'appréhenderons tout au long de la thèse.

Dans la deuxième partie, nous procéderons à l'exploration de cet espace des connaissances en y faisant apparaître différentes approches permettant de résoudre le problème hydrologique. Un chapitre présentera le cas d'étude considéré dans ce travail (*i.e.* étude des crues sur le bassin versant cévenol de l'Ardèche à Vogüé) et les modèles hydrologiques ayant été utilisés (GR4H, SCSRES et TOPSIMPL). Deux autres chapitres, respectivement basés sur [Michon et al. \[soumis.a\]](#) et [Michon et al. \[soumis.b\]](#), auront ensuite pour objectifs de présenter les méthodes d'inversion des pluies, d'inversion des pluies et des paramètres et de calibration pluies/hauteurs d'eau.

Enfin, une troisième partie proposera une application opérationnelle de l'une des méthodes qui aura été introduite dans la thèse. Concrètement, la méthode d'inversion des pluies sera mise en pratique pour constituer des chronologies de pluies à partir de débits observés en temps réel. L'objectif sous-jacent de cette application sera alors de prévoir les débits futurs en ayant perdu la connaissance des pluies passées.

Première partie

Une question hydrologique commune

CHAPITRE A

Mise en contexte

Au delà du questionnement purement scientifique qui cherche à établir les tenants et les aboutissants, un certain nombre de risques et d'enjeux motivent l'analyse du fonctionnement de ce que nous appellerons les systèmes hydrologiques continentaux. Ce chapitre débutera par la présentation de ces motivations. Cela nous amènera ensuite à présenter ces systèmes hydrologiques continentaux, sur lesquels le propos de cette thèse est donc focalisé. Nous introduirons pour finir, les moyens de les connaître ainsi que certaines problématiques soulevées par leurs analyses.

A - I Anticiper les crues et les situations de pénuries d'eau : motivations pragmatiques

De tous les risques naturels auxquels peuvent être potentiellement soumises certaines populations, l'**inondation** est l'un des plus récurrents et des plus répandus dans le monde. Ces événements majeurs sont généralement la conséquence d'événements météorologiques particuliers qui, amplifiés (ou atténués) par des processus hydrologiques, provoquent des augmentations des quantités d'eau sur les territoires (*i.e.* **crues**). Les inondations surviennent dès lors que ces quantités d'eau deviennent trop importantes pour être contenues dans les rivières, les lacs ou encore les nappes phréatiques. Les rivières cévenoles du sud de la France, comme l'Ardèche (cas étudié dans cette thèse),



Figure A.1 – “Le pont du Gard” (©Yves Dequenne, oct. 2009) et le pont du Gard lors de la “Crue historique des Gardons le 9 septembre 2002” (©garinimes).

du fait de leur situation géographique particulière, sont particulièrement touchées par ces phénomènes. Les crues y sont provoquées par des épisodes de pluies extrêmement intenses et localisés, appelés orages cévenols.

Aujourd’hui encore, les risques d’inondations avec les enjeux humains et économiques qui en découlent¹, motivent le développement de compétences scientifiques, de méthodes et d’outils permettant de mieux comprendre et/ou interpréter ces phénomènes et les mécanismes qui les génèrent. L’objectif sous-jacent est alors d’être en mesure d’**anticiper au maximum et de manière précise les quantités d’eau dans les rivières** qui découleraient de phénomènes météorologiques eux aussi prévus (e.g. fournies par les météorologues). De telles prévisions des quantités d’eau écoulées pourront en effet être interprétées, par exemple pour établir un potentiel risque d’inondation. Cela a notamment incité les créations de Services de Prévisions des Crues (SPC) ou encore du Service Central d’Hydrométéorologie et d’Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI). Ce dernier est chargé d’établir les cartes de vigilances crues sur le territoire français (cf. <http://www.vigicrues.gouv.fr/>).

Les compétences et les outils potentiellement développés pour la prévision des crues et des inondations trouvent aussi des applications dans d’autres domaines. Le dimensionnement d’ouvrages comme les barrages, les digues ou les ponts nécessite par exemple des connaissances relatives aux importantes quantités d’eau qui pourraient être amenées à s’écouler dans les rivières qu’ils bordent ou intersectent.

Si **cette thèse s’établit dans ce contexte hydrologique particulier qu’est l’étude et la prévision des crues**, elle pourra aussi trouver des applications pour l’analyse et la prévision d’autres risques liés aux quantités d’eau s’écoulant sur les territoires.

1. La crue des gardons en septembre 2002, dont une photo est présentée par la figure A.1, a par exemple provoqué la mort de 23 personnes et des dégâts qui ont été estimés à 1,2 milliards d’euros [Marchandise, 2007].

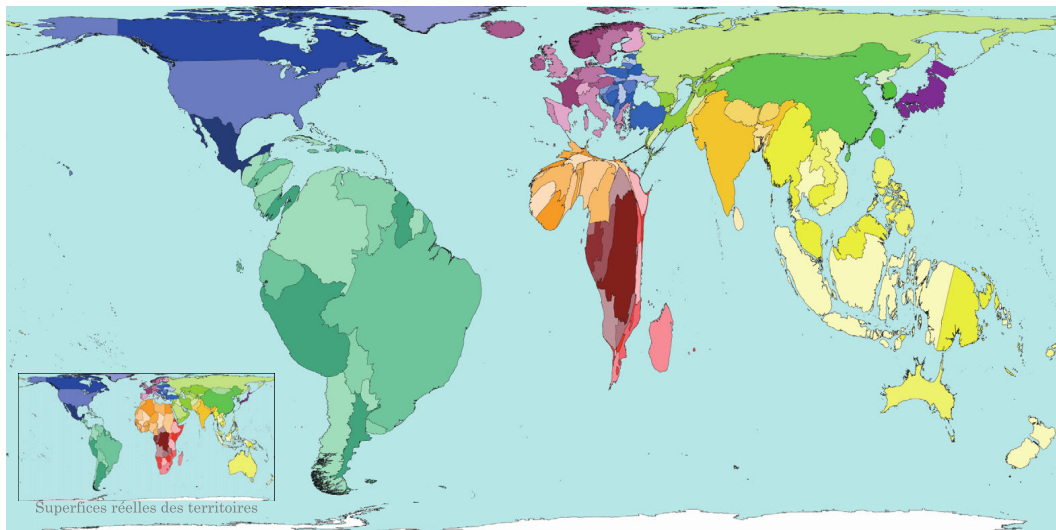


Figure A.2 – Cartogramme montrant la répartition de la ressource en eau douce dans le monde en 2003 (©Sasi Group (University of Sheffield) and Mark Newman (University of Michigan), données provenant du United Nations Environment Programme). La taille du territoire représente la proportion de la ressource en eau douce sur le territoire par rapport au total de la ressource en eau douce dans le monde.

Les effets des sécheresses peuvent par exemple tout autant s'avérer dramatique, notamment sur le milieu socio-économique. Les trop faibles quantités d'eau dans les territoires peuvent en effet entraîner des **situations de pénuries**, ayant des impacts significatifs sur l'Homme et son environnement. Si de telles situations peuvent découler, comme les événements de crues, de phénomènes météorologiques particuliers, elles peuvent par ailleurs être aussi provoquées par l'Homme lorsque sa demande en eau devient trop importante (*i.e.* accroissement et multiplication des **usages de l'eau**). Au delà des enjeux socio-économiques à une petite échelle territoriale, le manque d'eau a aussi des répercussions géopolitiques à l'échelle du globe. La variabilité de la disponibilité de la ressource en eau sur Terre peut en effet être une source de tensions entre les différents États (*cf.* figure A.2 présentant un cartogramme de la répartition de la ressource en eau sur la Terre selon les territoires).

Comme pour le risque d'inondation, le risque de pénurie d'eau motive l'étude des processus qui affectent les quantités et les localisations de cette ressource dans les sols, les rivières, les lacs, *etc.* En effet, une meilleure interprétation associée à une quantification plus précise de la disponibilité de l'eau dans les territoires devrait permettre une **gestion plus efficiente de cette ressource et ainsi éviter et/ou anticiper les éventuelles situations de pénuries**. Potentiellement, cela nécessite aussi d'interpréter et de considérer les impacts des différentes activités anthropiques sur cette ressource, ce qui ne sera pas le cas des réflexions et des analyses qui seront présentées dans la suite de cette thèse.

Enfin, la compréhension et l'interprétation des différents processus expliquant les dif-

férents cheminements de l'eau trouvent aussi des intérêts dans un contexte lié à la qualité de l'eau. Il peut d'ailleurs être remarqué que l'aléa de pollution de l'eau n'est pas forcément relié à un événement météorologique. Cet aléa peut n'être le fait que d'un ou plusieurs usages anthropiques de l'eau.

A - II Le système hydrologique continental, définition

Les phénomènes de crues (ou de sécheresses) brièvement décrits dans la section précédente, peuvent en définitive être perçus comme des manifestations particulières de l'étape continentale du **cycle de l'eau**. Les problématiques scientifiques portant sur ces événements font donc appel à la science appelée **hydrologie** qui s'y rapporte. De façon générale, l'hydrologie s'intéresse aux mouvements et à la succession d'étapes (ou phases) que l'eau traverse lorsqu'elle passe de l'atmosphère à la Terre, s'accumule dans les océans puis/ou retourne à l'atmosphère. L'ensemble de ces phases : évaporation, condensation, précipitation, infiltration, accumulation, forme au final le cycle de l'eau.

En ayant comme motivation la compréhension et l'interprétation des phénomènes de crues, le propos de cette thèse est centré sur l'étape continentale de ce cycle. Cette phase hydrologique fait interagir différents **éléments hydrologiques**.

Le premier élément rassemble les **forçages météorologiques** ou variables d'entrées météorologiques. Si dans cette thèse il sera réduit aux chronologies de pluies, ce pourrait aussi par exemple être celles des températures. Ces forçages sont généralement considérés observés ou prévus (*i.e.* fournis). Ils provoquent des effets plus ou moins importants sur les **pronostics hydrologiques** ou variables de sorties hydrologiques comme les débits de rivières ou les niveaux des nappes phréatiques. Ces pronostics hydrologiques constituent le deuxième élément hydrologique.

Le troisième élément intervenant dans l'étape continentale du cycle de l'eau rassemble les mécanismes ou **processus hydrologiques** (*e.g.* ruissèlement de surface, écoulements latéraux de subsurface, percolation profonde, évapotranspiration, *etc.*). Il est constitué d'une variété imbriquée de processus physiques, chimiques et biologiques qui expliquent la transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques (*e.g.* transformation pluie-débit). Cependant, dans le contexte de cette thèse, pour des raisons qui seront exposées en section A - III - 4 (*cf.* page 15), nous nous intéresserons plus à représenter cette transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques, qu'à chercher à expliciter les mécanismes physiques qui expliquent cette transformation. En d'autres termes, nous nous préoccuperons plus des **effets** produits par les processus hydrologiques, notamment sur les forçages météorologiques, que des processus hydrologiques eux même. Ce sont ces effets des processus hydrologiques que nous considérons

comme troisième et dernier élément hydrologique.

Dans cette thèse, nous nous proposons d'**appréhender conjointement ces trois éléments hydrologiques** tels qu'ils viennent d'être introduits, au sein d'un système² unique. C'est par l'analyse de ce dernier que nous analyserons la phase continentale du cycle de l'eau. Nous nommons ce système physique, système hydrologique continental ou plus simplement, **système hydrologique**.

Système hydrologique

Système par lequel sont appréhendés conjointement les forçages météorologiques, les effets des processus hydrologiques et les pronostics hydrologiques.

Ce système s'établit sur un support géométrique : le **bassin versant**. Cette entité physique où siègent les processus hydrologiques est particulièrement complexe du fait de sa grande hétérogénéité spatiale en surface et souterraine. Sa définition n'est pas évidente puisque ses limites souterraines sont généralement difficilement observables. Dans cette thèse, nous nous limiterons au bassin versant **topographique**, c'est à dire à un ensemble géographique totalement drainé par la section droite d'un court d'eau, appelée exutoire du bassin versant [[Ambroise, 1999](#)].

A - III Comment connaître les éléments du système hydrologique ?

A - III - 1 Introduction

Prévoir et/ou gérer les quantités d'eau présentes sur les territoires passe par l'observation des différents éléments du système hydrologique. On voudrait potentiellement quantifier à tout instant, à tout endroit, à toute profondeur du bassin versant, les volumes d'eau qui s'y écoulent et/ou qui s'en évaporent. On voudrait aussi connaître avec la même exigence, la quantité d'eau qui y tombe (*i.e.* les forçages météorologiques). Mais, comme nous le constaterons dans la suite de cette section, selon les objectifs, la connaissance de la réalité hydrologique est difficilement accessible aux échelles spatio-temporelles exigées. Que ce soit pour des raisons physiques, économiques, et/ou temporelles, nous constaterons que les moyens d'observation des éléments du système hydrologique peuvent s'avérer insuffisants pour connaître ces derniers de façon satisfaisante. À la suite de cette section, nous introduirons alors les principales approches qui visent à appréhender et à compenser ces manques de connaissances. Auparavant, nous présenterons de manière plus approfondie les différents éléments du système hydrologique, ainsi que les principaux moyens de les observer.

2. Ensemble d'éléments interagissant entre eux selon certains principes ou règles.



Figure A.3 – Pluviomètre à lecture directe ©Météo-France (tiré de [Civiate and Mandel \[2008\]](#)).

A - III - 2 Les forçages météorologiques et leurs moyens d'observation

Dans le contexte de cette thèse (*i.e.* étude et prévisions des crues), les **forçages météorologiques** sont les chronologies des quantités d'eau issues d'une autre étape du cycle de l'eau, l'étape atmosphérique. Ils sont d'ailleurs réduits aux **chronologies** des précipitations liquides : les **pluies**. Compte tenu de leur influence sur la génération des crues cévenoles, les autres grandeurs potentiellement entrantes du système hydrologique, telles que les précipitations solides (*e.g.* neige), les températures, le rayonnement solaire, *etc.* sont en effet négligées. Dans cette thèse, nous considérons ainsi qu'**une connaissance suffisante des chronologies des pluies est une connaissance suffisante des forçages météorologiques**. Dans la suite de cette section seront ainsi présentés les principaux moyens d'observations des pluies qui, par les connaissances qu'ils amènent, échantillonnent les forçages météorologiques tels que considérés dans cette thèse.

Les pluies sont classiquement mesurées *in situ* par des instruments comme les **pluviomètres** (*cf.* figure A.3 et description complète de ces appareils dans [Civiate and Mandel \[2008\]](#)). Les mesures offertes par ces capteurs sont seulement ponctuelles et ne sont donc que partiellement représentatives de la réelle quantité d'eau tombée (*cf.* section C - II - 1 en page 39). Les processus météorologiques qui génèrent les précipitations sont en effet complexes et peuvent être amenés à varier dans l'espace et dans le temps sur toute la surface du bassin versant durant un même événement.

L'estimation de chronologies de pluies peut aussi se faire par l'utilisation de **radars météorologiques**. Si ces appareils sont *a priori* en mesure de donner une évaluation

satisfaisante de la variabilité spatiale des pluies (résolution de l'ordre du km^2 et de la minute en temporel), il est néanmoins important de noter que ces radars ne mesurent pas une quantité d'eau proprement dite mais seulement une réflectivité. Cette grandeur doit être transformée pour donner la valeur de la pluie (*cf.* section C - II - 1 en page 40). Sa mesure est pour simplifier basée sur l'estimation de la variation de propagation dans l'air qu'une onde électromagnétique subit suite à une perturbation du milieu.

Pour plus de renseignements concernant les méthodes d'observations des pluies, on pourra se référer à [Chapon \[2006\]](#) et à [Legorgeu \[2013\]](#).

A - III - 3 Les pronostics hydrologiques et leurs moyens d'observation

Les **pronostics hydrologiques** peuvent se percevoir comme des chronologies de quantités d'eau intégratrices des différents forçages météorologiques transformés par les processus hydrologiques siégeant dans le bassin versant. Bien qu'étant généralement estimés ponctuellement, leur observation est donc un élément de base de l'analyse des systèmes hydrologiques. Suivant les contextes, ils peuvent être caractérisés par différentes grandeurs (*e.g.* humidités des sols, niveaux piézométriques de nappes, débits de rivières, *etc.*) estimées en divers points et profondeurs du bassin versant. Dans cette thèse et du fait des enjeux qui entourent cette grandeur, ils sont simplement réduits aux **chronologies de débits**. Par l'observation de cette grandeur, on cherche typiquement à mesurer le volume d'eau traversant une section de rivière pendant une période temporelle donnée, généralement à l'**exutoire du bassin versant**. En définitive, dans cette thèse, nous considérons qu'**une connaissance suffisante des chronologies des débits est une connaissance suffisante des pronostics hydrologiques**. Dans la suite de cette section, nous présenterons les principaux moyens d'observations des débits qui, par les connaissances qu'ils amènent, échantillonnent les pronostics hydrologiques tels que considérés dans cette thèse.

Les méthodes volumétriques, qui sont les seules raisonnablement capables de réaliser une mesure quasi-directe de cette quantité, ne sont pas applicables compte tenu des volumes d'eau mis en jeu dans le contexte environnemental. Le débit est donc typiquement **estimé de manière indirecte**, par la mesure de grandeurs qui, comme la vitesse de l'eau et la hauteur de l'eau, suivent son comportement (*i.e.* proxy du débit).

Le débit peut être estimé par **exploration du champ de vitesses**. Par cette approche, des mesures de vitesses des eaux traversant la section où l'on souhaite faire la mesure sont effectuées. Elles sont ensuite interpolées et extrapolées sur toute la section mouillée par l'écoulement, pour finalement donner une estimation du débit. Les appareils comme l'*acoustic Doppler current profiler* (aDcp) (*cf.* description dans [Le Coz et al. \[2007\]](#), et figure A.4) permettent une exploration précise de ces champs de vitesses (*i.e.* par rapport

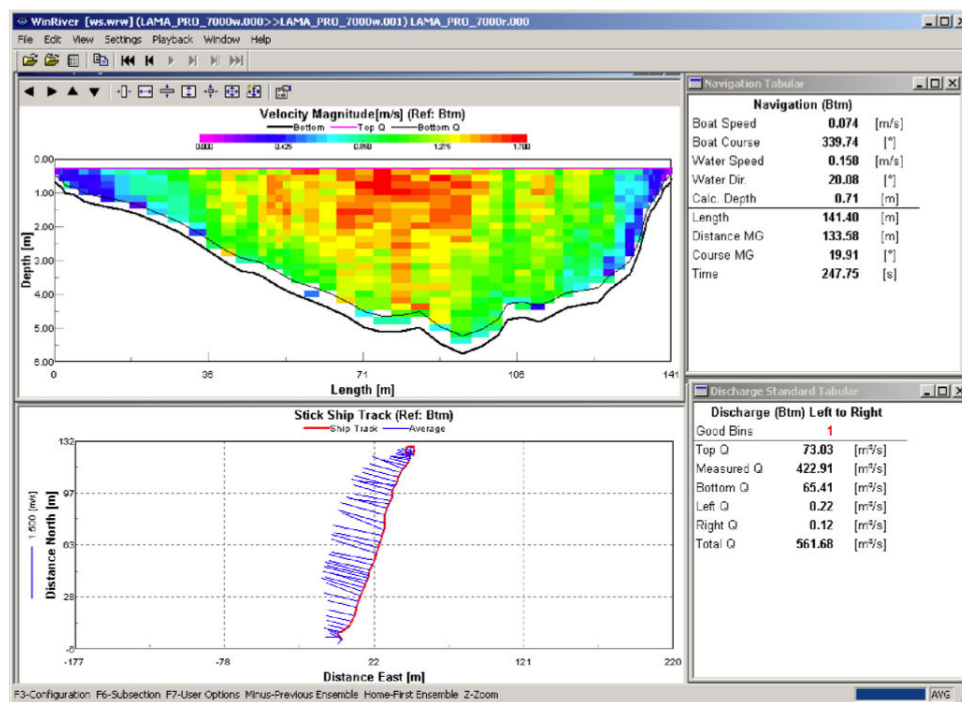


Figure A.4 – Exemple de jaugeage de la Garonne par aDcp (sorti du logiciel WinRiver®). Le graphique du haut donne la répartition des vitesses dans la rivière, celui du bas donne la trajectoire de l'aDcp (en rouge) ainsi que les vitesses moyennes sur la verticale (en bleu) (tiré de [Le Coz et al. \[2007\]](#)).



Figure A.5 – Mesures de hauteurs d'eau et de vitesses en surface par analyse d'images par le capteur RiverBoard® (cf. <http://tenevia.com/>).

à des mesures ponctuelles plus classiques, au moulinet et saumon par exemple).

Plus généralement, les débits de rivières sont estimés à partir de mesures de **hauteurs d'eau**, ensuite typiquement transformées par une courbe de tarage. Cette méthode d'estimation du débit par transformation de la hauteur d'eau s'avère plus simple et *a priori* moins coûteuse qu'une exploration du champ des vitesses de l'eau. La hauteur d'eau peut d'une part être mesurée de manière directe et intrusive par des échelles limnimétriques, des flotteurs, des piézomètres, *etc.* Elle peut d'autre part être estimée de manière indirecte et non-intrusive par ultrason, radar, satellite, ou encore par analyse d'images prises par caméra (cf. figure A.5). L'exploitation des mesures de hauteurs d'eau nécessite néanmoins le développement et l'emploi d'outils de modélisation. De tels outils s'avèrent en effet nécessaire afin de transformer les mesures de hauteurs d'eau en débits. Il s'agit typiquement de **courbes de tarage**. Une telle courbe associe à chaque valeur de hauteur d'eau mesurée, une valeur du débit de la rivière. Cet outil de modélisation sera abordée de manière plus approfondie en section C - II - 2 (cf. page 41) et dans *Michon et al. [soumis.b]*, article sur lequel se base intégralement le chapitre F (cf. page 125).

Pour plus de renseignements et/ou de références à propos des méthodes de mesure hydrométrique, on pourra par exemple se référer à *Musy and Higy [2004]* ou *Hauet [2006]*.

A - III - 4 Observation des processus hydrologiques, vers la modélisation et la calibration pour appréhender leurs effets

À la différence des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques qui s'avèrent être des quantités d'eau, les **processus hydrologiques** doivent plutôt être

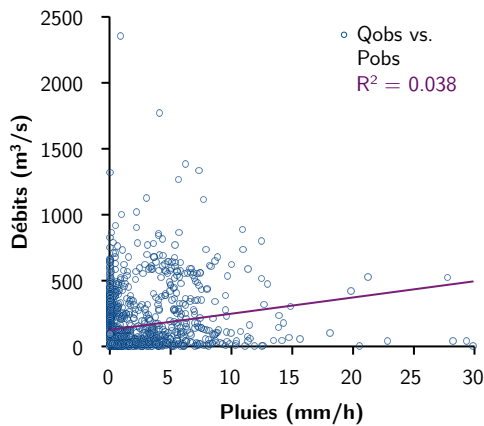
perçus comme des **mécanismes physiques**, chimiques et biologiques siégeant dans un support physique, le bassin versant. Comme rapidement abordé dans l'introduction des systèmes hydrologiques, ces processus sont complexes, majoritairement souterrains et donc **très partiellement appréciables**. Si certaines propriétés liées par exemple à la pédologie peuvent être potentiellement estimées à l'échelle de la parcelle et sont en mesure de fournir quelques renseignements sur certains processus (e.g. mécanisme d'infiltration en surface), elles s'avèrent difficilement extrapolables à tout le bassin versant, du fait de sa grande hétérogénéité spatiale.

L'**évapotranspiration**, processus biochimique combinant l'évaporation de l'eau (à la surface de l'eau et/ou depuis les sols) et la transpiration des végétaux, qui génère des pertes en eau au système hydrologique, est lui aussi complexe. Ces pertes hydrologiques ne sont que très rarement mesurées (alors nommées ETR : ÉvapoTranspiration Réelle), ni même estimées. On se limite souvent à des **estimations potentielles** (alors nommées ETP : ÉvapoTranspiration Potentielle), basées par exemple sur des variations saisonnières liées à la température. L'impact de l'évapotranspiration sur la génération des crues cévenoles reste cependant relativement limité en raison de la soudaineté et des cumuls de pluies mis en jeux dans ces événements.

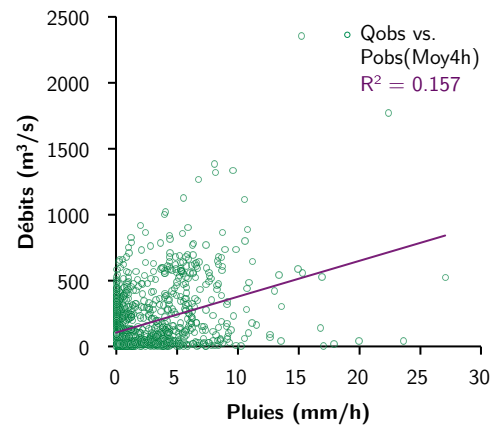
La **géométrie** même du **bassin versant** où siègent ces processus est **difficilement observable**. Sa morphologie interne ainsi que ses limites souterraines restent, tout comme les processus qui s'y trouvent, difficilement accessibles. En revanche, son état de surface peut être potentiellement appréhendé par des données issues de la télédétection (e.g. optiques, radar, laser, etc.). En particulier les modèles numériques de terrains (i.e. MNT) construits à partir de telles données, apparaissent comme de bons descripteurs de sa géométrie de surface. Ils fournissant donc des renseignements potentiellement utiles sur les processus hydrologiques qui s'y trouvent.

L'analyse des processus hydrologiques consiste donc à étudier des mécanismes expliquant les comportements majoritairement non-observables de fluides, dont les équations de comportement ne sont par ailleurs résolues que par simplifications. Ces fluides évoluent de plus constamment au contact de leur support, la structure interne du bassin versant. Cette structure est elle-même majoritairement non-observable et d'une grande complexité. Ainsi, pour être compris, analysés et appréhendés, les processus hydrologiques rendent incontournable l'utilisation et le développement d'**outils de modélisation**, qui viennent interpréter puis formaliser de minces observations disponibles à leurs sujets et/ou sur leurs effets.

Une modélisation des processus hydrologiques (ou simplement **modélisation hydrologique**) apparaît typiquement comme une traduction algorithmique d'une **interprétation** de la façon dont les processus hydrologiques affectent les forçages météorologiques et les transforment en pronostics hydrologiques. Dans le contexte de cette thèse, cette trans-



A.6a.: Observations horaires de débits et de pluies.



A.6b.: Observations horaires de débits et de pluies moyennées sur 4 heures (approximativement, temps de réponse du bassin versant de l'Ardèche considéré).

Figure A.6 – Illustrations de la non-linéarité de la transformation des pluies en débits.

formation ou relation est réduite à une **relation pluie-débit**. Les modèles hydrologiques peuvent notamment être utilisés afin de transformer des forçages météorologiques donnés pour connaître les évolutions de quantités d'eau en tel ou tel point du bassin versant (*i.e.* pronostics hydrologiques). Ils peuvent par exemple être utilisés afin de prévoir ces quantités (*cf.* section A - III - 5 en page 20). Ils apparaissent aussi comme des outils permettant de valider, d'infirmer, de proposer de nouveaux concepts et de nouvelles théories [Le Lay, 2006].

Il est important de noter que du fait de la complexité des processus hydrologiques et du bassin versant, la relation pluie-débit s'avère généralement **non-linéaire**. Cela rend difficile sa représentation. Comme le présente la figure A.6, une telle non-linéarité peut être observée pour la relation pluie-débit du système hydrologique de l'Ardèche (cas étudié dans cette thèse, *cf.* section D - II en page 72). La figure A.6a. illustre en effet l'inexistence d'une corrélation significative, entre des pluies et des débits observés de manière horaire et concomitante ($R^2 = 0.038$). La figure A.6b. présente un résultat similaire et ce, en considérant naïvement le rôle d'étalement dans le temps et de lissage des pluies qu'effectuent les processus hydrologiques. Une moyenne des pluies précédents de 4 heures (approximativement le temps de réponse du bassin versant de l'Ardèche considéré) le pas de temps considéré a pour cela été effectuée. Dans ce cas aussi, la corrélation entre les pluies moyennées et les débits est non significative ($R^2 = 0.157$).

Pour représenter de manière potentiellement satisfaisante la relation pluie-débit et être opérationnelle, la modélisation doit généralement passer par une phase assimilable à

un “étalonnage”. Du fait de la complexité et du peu de connaissances disponibles sur les processus hydrologiques qui caractérisent cette relation non-linéaire, la construction d'un modèle hydrologique conduit en effet, à effectuer certaines **hypothèses simplificatrices** sur la manière de la représenter. Les processus hydrologiques ne peuvent généralement pas être décrits explicitement en tout point du bassin versant. Ils le sont donc souvent par des relations mathématiques plus ou moins empiriques et plus ou moins spatialisées, **traduisant leur effets**. Elles introduisent un certain nombre de paramètres qui devront être spécifiés lors d'une phase visant, pour simplifier, à “régler” le modèle hydrologique, avant son utilisation. Pour cette raison, bien qu'elle ne constitue pas *stricto sensu* une procédure d'étalonnage (*i.e.* il ne s'agit pas d'une comparaison avec un étalon), cette phase peut être considérée comme telle.

Si ces paramètres sont parfois assimilables à des caractéristiques physiques mesurables (*e.g.* coefficients de rugosité, conductivités hydrauliques des sols, *etc.*), ils se réduisent le plus souvent à des valeurs numériques ajustables et considérées constantes au cours de l'utilisation du modèle. Dans de tels cas, l'étalonnage se fait alors classiquement par **calibration**. Par cette approche, les paramètres du modèle hydrologique (nous dirons **paramètres hydrologiques**) sont numériquement ajustés pour que le modèle **représente au mieux la relation pluie-débit**. La calibration nécessite pour cela, certaines connaissances suffisantes sur les forçages et les pronostics, témoignant de situations hydrologiques ayant été observées. Ces connaissances sont alors apportées par ce qu'on appelle des données de calage. Dans le contexte de cette thèse, il s'agit de chronologies concomitantes de pluies et de débits, correspondantes à un ou plusieurs événements de crues ayant déjà été observés. La calibration a alors pour objectif d'ajuster les paramètres hydrologiques, pour que le modèle hydrologique représente au mieux la transformation de ces chronologies de pluies observées en ces chronologies de débits observées.

En admettant qu'après spécification des paramètres, un modèle hydrologique s'avère en mesure de représenter de manière acceptable la relation pluie-débit, celui-ci pourrait s'avérer être une connaissance suffisante des effets des processus hydrologiques, sans nécessairement être une connaissance suffisante des processus hydrologiques eux-mêmes. Cependant, dans de nombreux contextes, le fait que ce modèle permette alors de représenter les effets des processus hydrologique s'avère non seulement suffisant, mais aussi un objectif recherché. Cela est en particulier le cas pour le contexte de cette thèse : l'étude et la prévision des crues cévenoles. Un modèle hydrologique en mesure de représenter de façon satisfaisante la relation pluie-débit apparaît en effet utile, par exemple pour connaître et prévoir l'évolution des débits à venir par transformations de chronologies de pluies prévues par les météorologues (*cf.* section A - III - 5 en page 20). C'est la principale raison pour laquelle, dans cette thèse, nous préférons considérer les effets des processus hydrologiques, au lieu des processus hydrologiques eux-mêmes, au sein du système hydrologique défini en section A - II (*cf.* page 11). Appréhender les effets des proces-

sus hydrologiques s'avère non seulement suffisant mais aussi plus adéquat. Dans cette thèse, nous considérons donc, qu'**un modèle hydrologique en mesure de représenter de manière acceptable, les effets des processus hydrologiques après étalonnage, est une connaissance suffisante de cet élément du système hydrologique.**

Les modèles hydrologiques étalonnés par calibration sont usuellement dit "calibrés". Or, nous considérerons principalement des modèles hydrologiques dont les paramètres se doivent justement d'être spécifiés selon cette approche. Un modèle hydrologique en mesure de représenter de manière acceptable les effets des processus hydrologiques après étalonnage sera donc simplement dit calibré. Nous confondrons généralement étalonnage et calibration.

Dans ce contexte de cette thèse, la **calibration** peut par conséquent être perçue comme une **approche permettant de connaître** l'un des éléments du système hydrologique : **les effets des processus hydrologiques**. Elle peut donc aussi être perçue comme un moyen de compenser le manque de connaissances s'y rapportant.

Les notions de modélisation hydrologique et de calibration seront approfondies en section C - III (cf. page 42).

A - III - 5 Passé et futur, des réalités inaccessibles ?

À la lecture des trois sections précédentes, on pourrait en venir à la conclusion que la connaissance du système hydrologique (*i.e.* ses éléments) n'est limitée que par des considérations techniques et économiques. Avec des moyens financiers illimités, on pourrait en effet imaginer recouvrir le bassin versant de pluviomètres (en oubliant que ce faisant on le modifierait physiquement) et estimer de manière quasi-parfaite les forçages météorologiques. On pourrait aussi, dans le même ordre d'idées, mesurer quasiment en continu le débit, l'évapotranspiration, l'humidité des sols, le contenu en eau de la neige, les taux de fracturation des sols, les niveaux piézométriques, *etc.* en tous points du bassin versant, afin de comprendre les processus hydrologique ainsi que leurs effets et de connaître, avec la plus grande précision imaginable, les pronostics des systèmes hydrologiques.

En réalité, même si l'on était capable de tout observer, ces observations permettraient seulement de connaître le système hydrologique au moment précis de ces observations. **Les réalités futures et passées** demeurent, elles, majoritairement inaccessibles. Elles **imposent l'exploitation d'approches scientifiques afin de les appréhender**. Ces approches seront introduites dans les sections terminant ce chapitre.

III - 5 - a La simulation hydrologique pour atteindre les pronostics hydrologiques futurs ?

L'un des objectifs majeurs de l'analyse des systèmes hydrologiques est d'être en mesure d'anticiper les quantités d'eau qui s'écouleront dans les rivières, lorsque les forçages météorologiques auront été modifiés par rapport à ceux existant au temps présent. Or, les effets des forçages météorologiques futurs sur les pronostics hydrologiques à venir sont bien évidemment non-observables : "*the future is not yet gauged*" [[Saulnier et al., 2012](#)].

Afin de **prévoir** ce futur hydrologique, on fait alors typiquement appel à une approche appelée **simulation hydrologique**. Cette dernière nécessite notamment des connaissances suffisantes relatives aux effets des processus hydrologiques du temps présent³. Il s'agit concrètement d'un (ou plusieurs) modèle hydrologique étalonné. Celui-ci est ensuite utilisé pour interpréter des forçages météorologiques futurs donnés (*i.e.* chronologies de pluies prévues). Il permet alors de **quantifier les pronostics hydrologiques** futurs. La simulation hydrologique apparaît ainsi comme un **moyen permettant de compenser un manque de connaissances à propos de l'un des éléments du système hydrologique**.

Bien entendu, la simulation hydrologique peut aussi répondre à d'autres attentes non abordées dans cette section que la prévision des débits futurs (*e.g.* validation de modèles hydrologiques, *cf.* section [C - III - 1](#) en page 45).

III - 5 - b L'inversion des pluies pour remonter aux chronologies des pluies insuffisamment connues ?

Les méthodes de quantification des forçages météorologiques (*e.g.* mesures ponctuelles ou radars, modèles météorologiques⁴, interpolations statistiques (*cf.* section [C - II - 1](#) en page 39), *etc.*) produisent parfois des estimations météorologiques insuffisantes, inappropriées, erronées, voire inexistantes. Par exemple, les pluies pourraient être estimées à des échelles spatio-temporelles non-significatives vis à vis des processus hydrologiques et de leurs effets (*e.g.* prévisions météorologiques mensuelles vs. crues éclairs journalières). En cas de pertes de communications entre les services de prévisions météorologiques et les services de prévisions des crues, les données renseignant sur les forçages, qu'elles soient issues de simulations ou d'observations, pourraient aussi s'avérer

3. Les mécanismes hydrologiques et leurs effets peuvent, du moins en première approximation, être considérés constants pendant le temps de la simulation (*e.g.* pas de prise en compte des changements géologiques ou du couvert végétal).

4. Tout comme les débits par simulation hydrologique, les pluies peuvent être estimées par simulation météorologique, en faisant appel à un ou plusieurs modèles météorologiques.

inexistantes (en cas de black out par exemple⁵).

Les études paléo-hydrologiques visant à connaître les systèmes hydrologiques dans le passé, motivées par les préoccupations actuelles liées à l'évolution du climat, se trouvent également confrontées à ce manque de connaissances sur les forçages météorologiques. Puisqu'il est impossible de ré-observer le passé, on doit généralement se "contenter" du peu d'observations disponibles aux époques étudiées : *"the past is partly/not gauged too"* [Saulnier et al., 2012]. Si en les complétant par des rétro-observations (e.g. données issues d'archives telles que les carottes sédimentaires, les laisses de crues historiques, les spéléo-thèmes, les retranscriptions de certains témoignages humains, etc.), l'estimation de pronostics hydrologiques passés est envisageable, les forçages météorologiques passés s'avèrent *a priori* difficilement estimables. Dans le contexte actuel d'évolution climatique, leur connaissance passée ainsi que celle de leur évolution pourrait pourtant permettre de mieux les appréhender dans le futur.

Dans certains de ces cas, afin de **quantifier des chronologies des pluies** partiellement voire non estimées, on peut faire appel à une approche scientifique récente que nous appelons dans cette thèse, **inversion des pluies**. Cette opération hydrologique consiste en définitive à faire de l'hydrologie "à l'envers" (i.e. **hydrology backward**, [Kirchner, 2009]), en "inversant" des connaissances disponibles à propos des effets des processus hydrologiques : un modèle hydrologique calibré. Des chronologies de pronostics hydrologiques sont alors utilisées pour remonter aux forçages météorologiques les ayant engendrées. Concrètement, les chronologies de pluies sont reconstituées par une méthode mathématique d'inversion de modèle hydrologique calibré et utilisant des chronologies de débits connues.

Comme les approches de calibration et de simulation décrites dans les sections précédentes, l'inversion des pluies peut aussi être perçue comme une **approche visant à compenser le manque de connaissances à propos de l'un des éléments du système hydrologique** : les forçages météorologiques.

Une méthode d'inversion des pluies, généralisant celle proposée par Kirchner [2009], sera par ailleurs introduite dans cette thèse (cf. chapitre E en page 93).

III - 5 - c Le présent n'est pas systématiquement jaugé...

Le présent n'est lui non plus pas systématiquement observé (sections de rivières non jaugées, absence de mesures de pluies). Dans de tels cas, cela impose aussi l'emploi d'approches telles que celles qui viennent d'être introduites (i.e. calibration, simulation et inversion des pluies).

5. Ce cas de figure s'est présenté lors de la crue des Gardons en septembre 2002.

Même si l'on était en mesure de connaître idéalement un système hydrologique, cette connaissance se réduirait à ce système hydrologique particulier. Les analyses d'autres systèmes, supportés par des bassins versant localisés en des endroits différents nécessiteraient alors, pour bénéficier des connaissances relatives à un tel système hydrologique parfaitement jaugé, l'emploi d'approches et de méthodes spécifiques (e.g. méthodes de régionalisation, cf. revue proposée par [He et al. \[2011\]](#)).

CHAPITRE B

L'espace des connaissances, un cadre pour appréhender un problème hydrologique commun : connaître le système hydrologique

B - I Introduction

Dans cette thèse, nous nous sommes proposés d'appréhender conjointement les forçages météorologiques, les effets des processus hydrologiques et les pronostics hydrologiques de l'étape continentale du cycle de l'eau au sein d'un système unique. Nous avons appelé ce dernier, système hydrologique (*cf.* section A - II en page 11). Comme cela a été exposé en section A - III (*cf.* page 11), les moyens disponibles permettant de connaître de manière satisfaisante chacun des éléments de ce système (*e.g.* observations, résultats issus de simulations) peuvent s'avérer insuffisants. Aussi, il a été constaté que dans ces situations, des approches comme la calibration, la simulation et l'inversion des pluies permettent potentiellement de compenser ces manques des connaissances.

Dans les sections suivantes, nous ré-aborderons ces approches et montrerons qu'elles peuvent être unifiées dans un cadre conceptuel commun qui servira de support durant la suite de la thèse.

B - II Connaître le système hydrologique ?

B - II - 1 La calibration, une approche pour connaître seulement les effets des processus hydrologiques ?

Comme cela a été expliqué en section A - III - 4 (cf. page 18), la **calibration** permet de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique (lorsque ceux-ci ne sont par exemple pas mesurables). On cherche par cette approche à ajuster les paramètres hydrologiques d'un modèle, pour que celui-ci représente au mieux les effets produits par les processus hydrologiques. Il s'agit, dans le contexte de cette thèse, de la transformation des pluies en débits.

Il a été expliqué en section A - III - 4 (cf. page 19) qu'un modèle hydrologique qui, potentiellement après calibration, s'avère en mesure de représenter de manière satisfaisante les effets des processus hydrologiques, constituerait alors une connaissance suffisante de cet élément du système hydrologique¹. Dans le contexte de cette thèse, la calibration a ainsi été montrée comme étant une approche permettant de **connaître** de manière acceptable cet élément du système hydrologique : **les effets des processus hydrologiques**.

Nous pouvons aussi rappeler que la calibration, pour spécifier des paramètres d'un modèle hydrologique donné, nécessite la connaissance des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques. Ces connaissances, apportées par des données de calage, témoignent d'un ou plusieurs événements hydrologiques ayant déjà été observés. Concrètement, dans cette thèse, la calibration utilise des chronologies concomitantes de pluies et de débits.

La calibration nécessite donc d'une part la connaissance de pronostics hydrologiques et de forçages météorologiques. Si elle est réussie, elle permet d'autre part à un modèle hydrologique de représenter de façon satisfaisante les effets des processus hydrologiques. Par conséquent, dans le contexte de cette thèse, **une calibration réussie complète de fait la connaissance du système hydrologique**. En d'autres termes, tous les éléments du système hydrologique sont en mesure d'être connus après cette approche.

B - II - 2 La simulation, une approche pour connaître seulement les pronostics hydrologiques ?

La **simulation** est elle aussi une approche permettant de **connaître** l'un des éléments du système hydrologique : **les pronostics hydrologiques**. Dans le contexte de cette

1. Dans cette thèse, un tel modèle hydrologique est dit calibré, cf. section A - III - 4 en page 19.

thèse, elle pourrait par exemple être utilisée pour prévoir des chronologies de débits futurs inconnus, afin d'anticiper des crues et de potentielles inondations.

Or, pour estimer cet élément inconnu du système hydrologique, cette approche nécessite les connaissances suffisantes des effets des processus hydrologiques et des forçages météorologiques sur la période temporelle choisie. Concrètement, on forcera un modèle hydrologique calibré par des chronologies de pluies connues, afin de simuler l'évolution du débit à l'exutoire du bassin versant.

Comme l'approche de calibration, il peut donc être constaté que dans le contexte de cette thèse, **sur la période temporelle sur laquelle est effectuée la simulation, l'intégralité du système hydrologique est connu**. Cette approche complète de fait la connaissance du système hydrologique en apportant celle des pronostics hydrologiques, seul élément du système hydrologique initialement inconnu.

B - II - 3 L'inversion des pluies, une approche pour connaître seulement les forçages météorologiques ?

L'**inversion des pluies** est la troisième approche à avoir été introduite au chapitre précédent (cf. section A - III - 5 en page 20). On cherche, par cette dernière, à **connaître** ou à corriger **les forçages météorologiques** lorsque ils s'avèrent indisponibles, inappropriés et/ou erronés. Une méthode permettant d'effectuer cette opération sera proposée au chapitre E (cf. page 93).

L'inversion des pluies consiste basiquement à exploiter des pronostics hydrologiques pour "remonter" aux forçages météorologiques les ayant engendrés. Pour cela, des connaissances relatives aux effets des processus hydrologiques sont interprétées "à l'envers" (*i.e. hydrology backward* [Kirchner, 2009]). Concrètement, dans cette thèse, des chronologies de pluies initialement inconnues seront reconstituées à partir de chronologies de débits, par un algorithme d'inversion d'un modèle hydrologique calibré.

En définitive, dans le contexte de cette thèse, comme la calibration et la simulation, **après inversion des pluies, sur une période temporelle donnée, les trois éléments hydrologiques du système hydrologique sont potentiellement en mesure d'être connus**. Une estimation satisfaisante des pluies par cette approche complète de fait la connaissance du système hydrologique, dont les pronostics hydrologiques et les effets des processus hydrologiques tels que considérés dans cette thèse étaient initialement connus.

B - II - 4 Un problème hydrologique commun

Si nous associons ce que la calibration, la simulation ou l'inversion des pluies permettent d'estimer, aux connaissances qu'elles exploitent, nous pouvons alors constater que **ces approches amènent toutes, à la connaissance sur une période temporelle donnée, de chacun des éléments du système hydrologique** tel que considéré dans cette thèse. Malgré leur énoncé différent, ces approches peuvent donc être perçues comme des manières différentes de résoudre **un problème hydrologique commun : connaître le système hydrologique** (*i.e.* ses éléments) sur une période temporelle donnée.

Problème hydrologique

Problème par lequel la connaissance des trois éléments du système hydrologique est recherchée sur une période temporelle donnée.

Dans le contexte de cette thèse, il s'agit donc concrètement de chercher à connaître sur une période temporelle donnée, les chronologies de pluies, les chronologies de débits et de disposer d'un modèle hydrologique calibré.

C'est en cherchant à résoudre ce problème hydrologique commun que nous aborderons les approches de calibration, de simulation et d'inversion des pluies. Auparavant, nous nous proposons d'illustrer ce résultat dans un espace conceptuel à trois dimensions que nous appellerons espace des connaissances. Ce dernier sera utilisé comme support pour aborder ce problème commun tout au long de la thèse.

B - III L'espace des connaissances

B - III - 1 Présentation générale

L'objectif de cette section est d'introduire une représentation conceptuelle, qui permettra d'appréhender dans un **cadre commun**, les différentes approches permettant de résoudre le problème hydrologique introduit précédemment. Nous appelons ce cadre : **l'espace des connaissances**. Nous proposons une présentation générale de ce dernier dans cette section. Des précisions seront ensuite apportées dans les sections suivantes.

Positionner des connaissances [...]

L'espace des connaissances est une représentation conceptuelle constituée de **trois axes**. Chacun de ces axes est **relatif aux connaissances portant sur l'un des éléments**

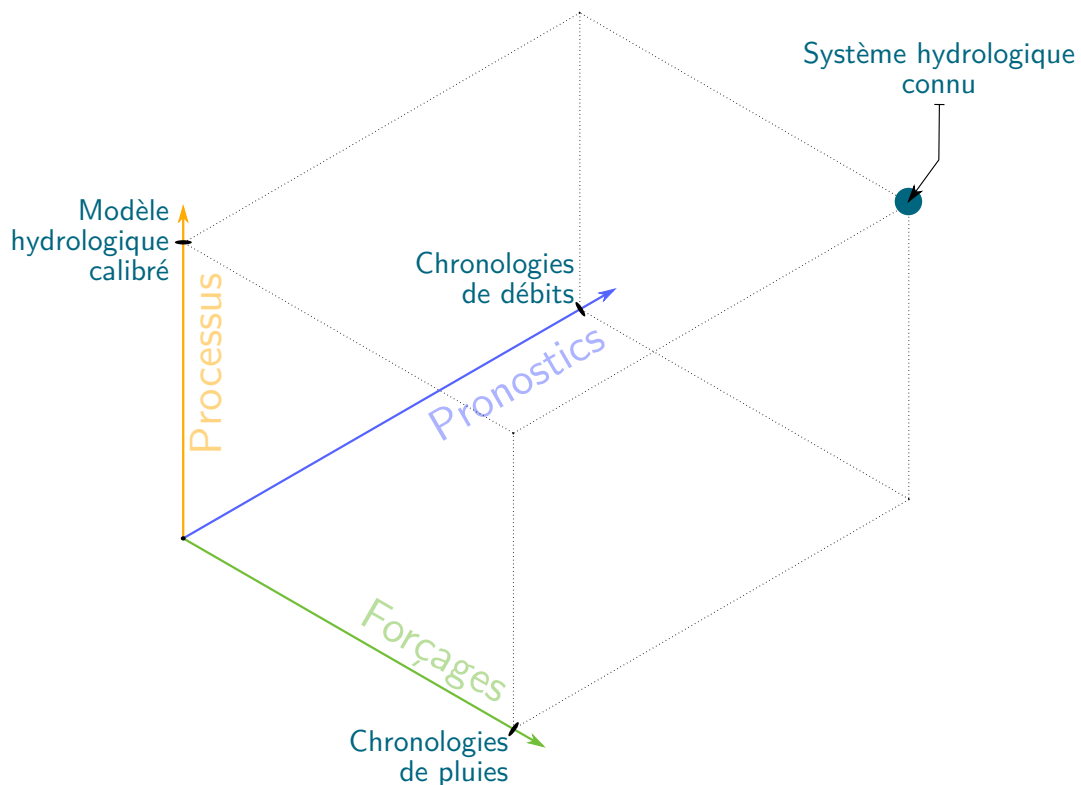


Figure B.1 – Représentation préliminaire de l'espace des connaissances

du système hydrologique. La figure B.1 présente une première ébauche de cet espace des connaissances. Dans cette dernière, l'axe vert est relatif aux connaissances portant sur les forçages météorologiques, l'axe bleu est relatif à celles portant sur les pronostics hydrologiques et l'axe jaune est relatif à celles portant sur les effets des processus hydrologiques². Sur chacun de ces axes, peuvent être positionnées certaines connaissances relatives à tel ou tel élément du système hydrologique. Nous positionnerons concrètement sur ces derniers, certaines connaissances qui, comme des chronologies de débits ou de pluies, lorsqu'elles sont combinées, puis exploitées par des approches comme la calibration, la simulation ou l'inversion des pluies, permettent de résoudre le problème hydrologique. Ces **combinaisons de connaissances** relatives à différents éléments du système hydrologique, **apparaissent comme des points** dans l'espace généré par les trois axes, que nous appelons donc **espace des connaissances**.

Dans la figure B.1 est positionné un **premier point**, nommé **“Système hydrologique connu”**. Il s'agit de la combinaison des trois connaissances ayant été considérées suffisantes de chacun des éléments du système hydrologique : **chronologies de pluies &**

2. Pour simplifier, dans la suite de cette thèse, nous omettrons souvent le terme “connaissance” pour spécifier les axes et préciserons seulement l'élément du système hydrologique auquel ils se rapportent. Nous dirons par exemple, que l'axe vert dans la figure B.1, est relatif aux forçages météorologiques et non pas aux connaissances portant sur les forçages météorologiques.

chronologies de débits & modèle hydrologique calibré (cf. section A - III en page 11). Cette combinaison de connaissances, lorsqu'elle est disponible sur une période temporelle donnée, **permet de considérer le système hydrologique intégralement** connu, sur cette période temporelle. Assigner respectivement ces connaissances aux forçages météorologiques, aux pronostics hydrologiques et aux effets des processus hydrologiques, permet en d'autres termes, de résoudre le problème hydrologique tel que défini en section B - II - 4 (cf. page 26).

[...] pour faire apparaître des approches dans l'espace des connaissances

En plus de connaissances particulières, il est aussi possible de faire apparaître dans l'espace des connaissances, les **approches** comme la calibration, la simulation ou l'inversion des pluies, qui **permettent de résoudre le problème hydrologique**.

Rappelons au préalable que par ce problème hydrologique, nous cherchons à connaître le système hydrologique, c'est à dire à disposer de connaissances suffisantes à la fois sur les effets des processus hydrologiques, les forçages météorologiques et les pronostics hydrologiques. Dans le contexte de cette thèse, il s'agit de chercher à connaître sur une période temporelle donnée, les chronologies de pluies, les chronologies de débits et de disposer d'un modèle hydrologique calibré. Dans l'espace des connaissances, cela peut donc aussi s'apparenter à chercher à **"rejoindre" le point "Système hydrologique connu"** (cf. figure B.1). C'est cette image que nous utilisons pour représenter les différentes **approches** dans l'espace des connaissances. Une approche apparaîtra dans ce dernier comme un **vecteur** qui, en **partant du point positionné selon les connaissances qu'elle exploite**, permet de **rejoindre le point "Système hydrologique connu"**.

Ainsi, comme l'illustre la figure B.2, la **calibration** apparaît dans l'espace des connaissances comme un **vecteur reliant**, le point positionné selon la combinaison des connaissances : **chronologies de pluies & chronologie de débits & structure du modèle hydrologique** ; au point **"Système hydrologique connu"**. Comme exposé en section B - II - 1 (cf. page 24), cette approche permet de remonter à la connaissances de tous les éléments du système hydrologique, sans celle des paramètres du modèle hydrologique. Pour obtenir ce résultat, la calibration exploite d'une part, des chronologies de pluies et de débits. Ces connaissances sont respectivement relatives aux forçages et aux pronostics. La connaissance de la structure du modèle hydrologique doit d'autre part, aussi être fournie. Cette connaissances relative aux effets des processus hydrologiques n'est en effet, pas retrouvée par la calibration (telle que considérée dans cette thèse). Il s'agit pour simplifier d'un modèle hydrologique choisi pour représenter les effets de processus hydrologique d'un système hydrologique, mais dont il reste encore les paramètres non mesurables à calibrer.

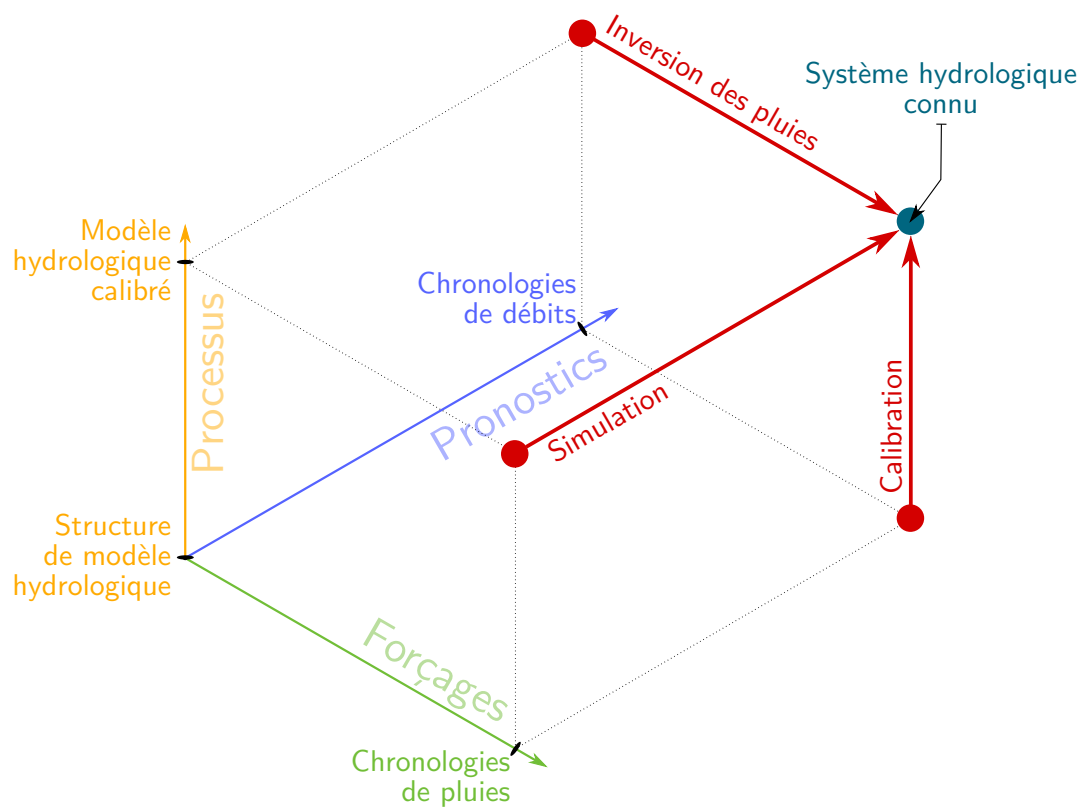


Figure B.2 – Représentation de l'espace des connaissances, intégrant les approches de calibration, de simulation et d'inversion des pluies. Celles-ci permettent toutes, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes) de remonter à la connaissance de tous les éléments du système hydrologique.

La **simulation** permet, dans le contexte de cette thèse, de connaître tous les éléments du système hydrologique, sans la connaissance des chronologies de débits (cf. section B - II - 2 en page 24). Pour compenser ce manque, elle exploite un modèle hydrologique calibré et des chronologies de pluies. Ces connaissances sont respectivement relatives aux effets des processus et aux forçages. Dans l'espace des connaissances, comme le présente la figure B.2, la simulation apparaît comme un **vecteur reliant**, le point positionné selon la combinaison des connaissances : **chronologies de pluies & modèle hydrologique calibré** ; au point "**Système hydrologique connu**".

L'**inversion des pluies** est la dernière approche qui a été montrée capable de remonter à la connaissance des trois éléments du système hydrologique tels que considérés dans cette thèse (cf. section B - II - 3 en page 25). Elle obtient ce résultat sans la connaissance des chronologies de pluies. Elle exploite pour cela un modèle hydrologique calibré et des chronologies de débits. Ces connaissances sont respectivement relatives aux effets des processus et aux pronostics. Dans l'espace des connaissances, elle apparaît ainsi comme un **vecteur reliant**, le point positionné selon la combinaison des connaissances : **chronologies de débits & modèle hydrologique calibré** ; au point "**Système hydrologique connu**" (cf. figure B.2).

Dans la suite de la thèse, nous ferons apparaître progressivement dans **l'espace des connaissances**, de nouvelles approches prouvées capables de résoudre le problème hydrologique. L'espace des connaissances apparaîtra comme une représentation dans laquelle se visualisent, non seulement les différentes combinaisons de connaissances, mais surtout les différentes approches qui, en les exploitant, permettent de résoudre le problème hydrologique. Il peut donc se définir comme un **cadre conceptuel par lequel peuvent s'appréhender de manière commune différentes approches à l'hydrologie**.

Espace des connaissances

Cadre conceptuel par lequel peuvent se visualiser de manière commune différentes approches permettant notamment de résoudre le problème hydrologique.

Il est constitué de trois axes respectivement relatifs aux forçages météorologiques, aux effets des processus hydrologiques et aux pronostics hydrologiques. Sur ces axes peuvent se positionner des connaissances qui se rapportent aux éléments du système hydrologique.

Dans l'espace conceptuel généré par les trois axes, alors appelé espace des connaissances, peuvent se positionner des combinaisons de connaissances relatives aux différents éléments du système hydrologique. Une approche permettant de résoudre le problème hydrologique apparaît dans cette représentation, en tant que vecteur reliant, le point positionné selon la combinaison des connaissances qu'elle utilise, au point positionné selon la combinaison des connaissances considérées acceptables des éléments du système hydrologique.

Après cette présentation générale de l'espace des connaissances, nous apporterons dans les deux sections qui suivent, quelques précisions sur les axes et les connaissances qui s'y rapportent. Nous expliquerons aussi la manière intuitive par laquelle nous positionnerons ces dernières sur les axes.

B - III - 2 À propos des connaissances placées sur les axes de l'espace des connaissances

Sur les axes de l'espace des connaissances se positionnent des connaissances relatives aux différents éléments du système hydrologique. Dans la figure B.1, sur l'axe vert, se positionnent des connaissances relatives aux forçages météorologiques, sur l'axe bleu, celles relatives aux pronostics hydrologiques et sur l'axe jaune, celles relatives aux effets des processus hydrologiques. Nous pourrions néanmoins remarquer, qu'une connaissance relative aux forçages météorologiques, contient aussi intrinsèquement de la connaissance sur les pronostics hydrologiques. Une chronologie de pluies peut par exemple, apporter des connaissances sur les débits et donc, sur les pronostics hydrologiques. C'est cette problématique que nous cherchons à préciser dans cette section.

Du fait de cet ambiguïté, nous nous proposons de **catégoriser** les connaissances, non pas selon les éléments du système hydrologique sur lesquels elles pourraient porter, mais selon la **source de la connaissance**. Comme nous l'avons vu dans la section A - III (cf. page 11), certaines des connaissances qui pourraient être utilisées pour connaître des éléments du système hydrologique peuvent notamment, être **issues d'observations** (e.g. estimations de débits par mesures de hauteurs d'eau). Ces observations constituent ce que nous appelons, des sources de connaissance. À la différence des connaissances qu'elles apportent, ces dernières sont directement relatives à tel ou tel élément du système hydrologique. Elles définissent ainsi trois catégories de connaissances : les connaissances issues de l'observation des forçages météorologiques, celles issues de l'observation des effets des processus hydrologiques et celles issues de l'observation des pronostics hydrologiques.

Les connaissances utilisables pour connaître le système hydrologique, ne sont pas nécessairement issues d'observations. Comme nous l'avons aussi constaté dans la section A - III (cf. page 11), lorsque ces observations s'avèrent insuffisantes, des approches comme la simulation, la calibration ou l'inversion des pluies, peuvent être utilisées pour compenser leur manque,. Elles constituent aussi, ce que nous appelons des sources de connaissances. Les **résultats de ces approches** portent directement sur tel ou tel élément du système hydrologique. Trois catégories de connaissances peuvent encore une fois être identifiées : les connaissances amenées par des résultats portant sur les forçages météorologiques, celles amenées par des résultats portant sur les effets des processus hydrologiques et

celles amenées par des résultats portant sur les pronostics hydrologiques.

Qu'elles soient issues d'observations ou d'approches (*i.e.* sources de connaissances), certaines connaissances exploitables pour connaître le système hydrologique peuvent donc être différenciées en trois catégories. Ce sont ces trois catégories de connaissance que représentent les axes de l'espace des connaissances. En voici quelques exemples :

- Exemples de connaissances se positionnant sur l'axe relatif aux forçages météorologiques : chronologie de pluies, cumul événementiel de pluies, intensité maximale de pluies, date de début (et/ou d'arrêt) des pluies, réflectivités radar, *etc.*
- Exemples de connaissances se positionnant sur l'axe relatif aux effets des processus hydrologiques : modèle hydrologique calibré, valeurs des paramètres hydrologiques, structure du modèle hydrologique, temps de réponse du bassin versant, coefficient de rugosité, *etc.*
- Exemples de connaissances se positionnant sur l'axe relatif aux pronostics hydrologiques : chronologie de débits, chronologie de hauteurs d'eau, débit de pointe, intégrale des débits (*i.e.* volume écoulé), proxy chimique du débit (*e.g.* conductivité électrique), *etc.*

B - III - 3 Positionner certaines connaissances sur les axes de l'espace des connaissances ?

Dans cette section, nous nous proposons d'aborder la question du positionnement des connaissances sur les axes de l'espace des connaissances. Au sens strict, positionner directement une connaissance en tant que telle sur un axe orienté, apparaît délicat (voire absurde !). En effet, intrinsèquement, il ne s'agit pas d'une quantité. Il n'y a par exemple, pas de raisons de positionner en tant que telle, une chronologie de débit plus loin qu'une chronologie de hauteurs d'eau, sur l'axe relatif aux pronostics hydrologiques. L'objectif de cette section est d'explicitier ce nous entendons par : "positionner des connaissances sur les axes et dans l'espace des connaissances".

Bien qu'une connaissance n'apparaisse pas comme étant intrinsèquement une quantité, de manière intuitive, dans un contexte donné, il peut être perçu que certaines connaissances sont plus importantes que d'autres. Cette perception fait ici référence à la notion de valeur informative ou de **contenu informatif**. Il s'agit pour simplifier, de la "quantité de connaissances" contenue par une connaissance.

Par exemple, le contenu informatif d'une chronologie de pluies peut être intuitivement perçu supérieur à celui d'un cumul de pluies. En effet, puisque connaître une chronologie

de pluies permet de connaître par sommation le cumul de pluies, nous pouvons considérer que la connaissance du cumul de pluies est incluse dans celle de la chronologie de pluies. Cependant, un cumul de pluies ne permet pas seul, de connaître une chronologie de pluies. Il manque pour cela, la connaissance de la dynamique temporelle des pluies. Dans le contexte de cette thèse, son contenu informatif peut donc intuitivement être considéré inférieur à celui d'une chronologie de pluies.

De même, il semble intuitif de considérer que le contenu informatif des chronologies de débits, soit supérieur à celui des chronologies de hauteurs d'eau. Comme cela a été expliqué en section A - III - 3 (cf. page 15), les débits sont en effet typiquement issus de mesures de hauteurs d'eau. La connaissance des chronologies de hauteurs d'eau est donc intrinsèquement incluse dans celle des débits, puisque *a priori* nécessaire pour l'obtenir (i.e. il faut connaître les hauteurs d'eau pour connaître les débits). Cependant, sans connaissances supplémentaires, des mesures de hauteurs d'eau ne sont pas suffisantes pour connaître les débits. Pour cela, elles doivent en effet être transformées par des outils de modélisation (typiquement une courbe de tarage est utilisée, cf. section A - III - 3 en page 15). La connaissance de ces outils peut donc aussi être considérée nécessaire pour l'estimation des débits. Cette connaissance est donc intrinsèquement incluse dans celle des débits. Cette dernière contient donc non seulement la connaissance des hauteurs d'eau, mais aussi des connaissances supplémentaires nécessaires à leur transformation. Dans le contexte de cette thèse, le contenu informatif des chronologies de débits peut donc être intuitivement considéré supérieur à celui des chronologies de hauteurs d'eau.

Dans cette thèse, c'est cette **notion intuitive de contenu informatif**, que nous nous proposons d'utiliser pour positionner les connaissances. Il est donc à noter que rigoureusement, si les axes et l'espace des connaissances seront bien utilisés pour visualiser des connaissances et des combinaisons de connaissances relatives aux éléments du système hydrologique, ce seront les contenus informatifs de ces connaissances, que nous positionnerons et ordonnerons sur les axes. En d'autres termes, la **visualisation des connaissances** sur les axes et *in fine* dans l'espace des connaissances, se fera concrètement par **positionnement de leur contenu informatif**. Néanmoins, pour plus de simplicité, nous passons généralement outre cette subtilité. Dans la thèse, nous disons et dirons en effet généralement, que nous positionnons des connaissances sur leurs axes et des combinaisons de connaissance dans l'espaces des connaissances, non pas leur contenu informatif.

L'utilisation intuitive de la notion de contenu informatif a été utilisée pour le positionnement de la structure de modèle hydrologique. Cette connaissance est notamment exploitée en calibration. Il s'agit pour simplifier d'un modèle hydrologique dont il reste les paramètres non-mesurables à calibrer. Le contenu informatif de cette connaissance a intuitivement été considéré inférieur à celui du modèle hydrologique calibré. La connais-

sance d'un modèle hydrologique calibré inclut en effet, celle de la structure du modèle et y ajoute celle des valeurs des paramètres. La structure du modèle hydrologique a ainsi été positionnée plus "bas" que le modèle hydrologique calibré, sur l'axe relatif aux effets des processus hydrologiques (*cf.* figure B.2). Nous ajoutons que dans cette thèse, nous ne chercherons pas à résoudre le problème hydrologique sans la connaissance de la structure d'un modèle hydrologique (*i.e.* nous la considérerons toujours fournie). Le contenu informatif de cette connaissance apparaîtra donc, comme le contenu informatif minimal à positionner sur l'axe relatif aux effets des processus hydrologique. En d'autres termes, nous connaissons "au moins" cela, à propos des effets des processus hydrologiques. Pour simplifier les représentations de l'espace des connaissances proposée dans cette thèse, la structure de modélisation est donc positionnée "au plus bas" sur l'axe relatif aux effets des processus hydrologiques.

Avant de terminer cette section, il est aussi important de préciser qu'au delà d'une perception intuitive, le contenu informatif est une notion complexe. Sa définition peut évoluer selon le contexte dans lequel est reçue la connaissance, ou encore, selon les connaissances *a priori* de l'utilisateur de cette dernière. Aussi, pour des définitions de la notion de contenu informatif dépassant la perception intuitive considérée dans cette thèse, ainsi que pour des renseignements sur certaines théories majeures qui s'y rapportent, nous invitons le lecteur intéressé à se référer à [Shannon \[1948\]](#); [Shannon and Weaver \[1949\]](#); [Solomonoff \[1964\]](#); [Kolmogorov \[1965\]](#); [Chaitin \[1966\]](#); [Bennett \[1988\]](#); [Battail \[1997\]](#); [Delahaye \[1999\]](#); [Cover and Thomas \[2012\]](#). Pour des approches abordant cette notion et/ou des applications des théories qui s'y rapportent, en lien avec les sciences hydrologiques, on pourra aussi se référer à [Vrugt et al. \[2002\]](#); [Wagener et al. \[2003\]](#); [Gupta et al. \[2008\]](#); [Croke et al. \[2008\]](#); [Weijs et al. \[2010\]](#); [Li et al. \[2012\]](#); [Weijs and van de Giesen \[2013\]](#); [Weijs et al. \[2013a\]](#); [Noronha and Lee \[2013\]](#); [Gong et al. \[2013\]](#); [Beven and Smith \[2014\]](#).

B - IV Conclusion

Comment connaître les débits futurs ? Comment connaître les pluies passées ? Comment connaître les paramètres du modèle hydrologique ? Dans ce chapitre, il a été montré que toutes ces questions hydrologiques auxquelles répondent respectivement, les approches de simulation, d'inversion des pluies et de calibration, pouvaient s'appréhender en **une question hydrologique commune** : comment **connaître le système hydrologique** sur une période temporelle donnée ? Il a en effet été montré qu'après chacune de ces approches, en associant aux connaissances qu'elles exploitent, celles amenées par leurs résultats, les trois éléments du système hydrologique tels que considérés dans cette thèse, étaient en mesure d'être connus sur une même période temporelle. Il a en d'autres

termes, été constaté qu'après chacune de ces approches, les chronologies concomitantes de pluies et de débits étaient connues et un modèle hydrologique, en mesure de représenter de manière acceptable les effets des processus hydrologiques, était étalonné.

Chercher à connaître chacun des éléments du système hydrologique sur une période temporelle donnée, définit ce que nous avons appelé le **problème hydrologique**. Dans cette thèse, c'est ce problème que nous nous proposons de chercher à résoudre. C'est de cette façon que nous aborderons concrètement les approches de calibration, de simulation et d'inversion des pluies.

Ces manières classiques de résoudre le problème hydrologique nécessitent néanmoins, certaines connaissances particulières. Ces approches ne peuvent donc *a priori* être utilisées, qu'à condition que ces connaissances soient disponibles. Cette contrainte rend par conséquent la connaissance de certains systèmes hydrologiques pratiquement inaccessible. Aussi, pour appréhender certaines de ces situations hydrologiques particulières, dans cette thèse, de **nouvelles approches** qui nécessitent objectivement, **moins de connaissances** ou **des connaissances différentes** de celles habituellement exigées, seront proposées. Ces approches seront, elles aussi, prouvées capables de résoudre le problème hydrologique.

Dans ce chapitre a aussi été introduite une représentation conceptuelle, appelée **espace des connaissances**. Elle permet d'**appréhender dans un cadre commun différentes approches à l'hydrologie**. Pour résumer, il s'agit d'un espace constitué de trois axes, respectivement relatifs aux connaissances portant sur les forçages météorologiques, à celles portant sur les effets des processus hydrologiques et à celles portant sur les pronostics hydrologiques. Sur chacun des axes se positionnent certaines connaissances relatives à ces éléments du système hydrologique. Les approches apparaissent dans l'espace généré par ces trois axes, comme des vecteurs reliant, des points positionnés selon les connaissances relatives aux éléments du système hydrologique qu'elles exploitent, à un point particulier appelé, "système hydrologique connu". Ce point est positionné selon les connaissances considérées suffisantes des éléments du système hydrologique (*i.e.* dans cette thèse, chronologies de pluies, chronologie de débits et modèle hydrologique calibré).

Dans cette thèse, nous utiliserons cet espace des connaissances comme support, pour aborder chacune des approches que nous utiliserons pour résoudre le problème hydrologique. Dans ce chapitre, la calibration, la simulation et l'inversion des pluies ont été intégrées à cette représentation pour des raisons pédagogiques. Dans la suite, elles y seront à nouveau positionnées, après avoir été montrées capables de résoudre de manière plus concrète le problème hydrologique. En plus de ces dernières, l'espace des connaissances intégrera aussi, les nouvelles approches permettant de résoudre le problème hydrologique qui seront présentées dans cette thèse. Nous ferons en définitive progressivement apparaître dans ce dernier, de nouvelles combinaisons de connaissances qui, exploitées par

des approches appropriées, permettent de connaître chacun des éléments du système hydrologique. En positionnement de nouveaux points dans cet espace, nous procéderons alors à ce que nous appellerons l'**exploration de l'espace des connaissances**. Cette exploration sera l'objet de la deuxième partie de cette thèse.

Auparavant, il apparaît cependant prudent de s'interroger sur la **signification du terme connaître**, dans le définition du problème hydrologique. Comme cela a été exposé en section A - III (cf. page 11), la réalité hydrologique est difficilement accessible. Pour compenser ce manque de connaissances, on a recourt à de nombreuses approches comme la modélisation, ou encore la calibration, la simulation et l'inversion des pluies, qui ont été abordées dans ce chapitre. Comme nous le constaterons dans le chapitre suivant, ces approches sont soumises à de nombreuses **incertitudes** qui entachent leurs résultats. Quant aux observations des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques, elles s'avèrent généralement **imparfaites** et sujettes à des **imprécisions**. Pour ces raisons, des connaissances rigoureusement parfaites des éléments du système hydrologique, s'avèrent *a priori* inaccessibles. Dans le chapitre suivant, nous aborderons cette problématique, qui nous amènera à préciser ce que nous comprenons par, "connaître" le système hydrologique.

CHAPITRE C

Une connaissance raisonnable du système hydrologique ?

C - I Introduction

Dans cette thèse, nous cherchons à résoudre un problème que nous avons appelé problème hydrologique (*cf.* section B - II - 4 en page 26) : connaître sur une période temporelle donnée, les forçages, les effets des processus et les pronostics de l'étape continentale du cycle de l'eau. Ces trois éléments forment le système hydrologique défini en section A - II (*cf.* page 11). Il a notamment été montré que dans le contexte de cette thèse, ce problème pouvait être résolu par les approches de calibration, de simulation et d'inversion des pluies.

Cependant, comme nous le constaterons dans ce chapitre, les **observations** disponibles et exploitables pour potentiellement connaître certains éléments du système hydrologique (e.g. mesures de hauteurs d'eau, mesures de pluies, *etc.*), s'avèrent **incertaines, imparfaites et partielles**. Les **approches**, comme la modélisation et la calibration, qui peuvent aussi être utilisées pour appréhender l'un des éléments du système hydrologique sont, elles aussi, **soumises à de nombreuses incertitudes**. Pour ces raisons, la calibration, la simulation, l'inversion des pluies, ainsi que les nouvelles approches qui seront présentées ultérieurement, ne permettent pas d'obtenir une connaissance rigoureusement parfaite des éléments du système hydrologique... Cette constatation nous amènera, dans

la conclusion de ce chapitre, à préciser ce que, dans cette thèse, nous comprenons par **“connaître”** le système hydrologique.

Ce chapitre sera organisé en deux sections. Dans la première, les incertitudes inhérentes aux observations relatives aux différents éléments du système hydrologique seront présentées. Dans la seconde, ce seront celles auxquelles sont soumises les approches de modélisation et de calibration qui permettent d'appréhender les effets des processus hydrologiques. Cette section aura aussi pour objectif de présenter de manière plus approfondie ces deux approches. Les observations de l'environnement, comme la représentation algorithmique de ce dernier proposée par la modélisation seront, *in fine*, montrées incertaines et imparfaites. Elles rendent ainsi toute connaissance parfaite du système hydrologique (que ce soit par calibration, simulation inversion des pluies, *etc.*), *a priori* inaccessible. La conclusion de ce chapitre apportera alors des nuances sur la définition du problème hydrologique.

C - II L'observation de l'environnement est incertaine et partielle

Résoudre le problème hydrologique passe par l'exploitation de connaissances (*cf.* section B - II en page 24). Ces **connaissances** peuvent être **issues de l'observation de l'environnement** et de manière plus spécifique, de l'observation des forçages météorologiques, des pronostics hydrologiques et des processus hydrologiques. Cependant, malgré des techniques toujours plus performantes, les observations des forçages et des pronostics restent aujourd'hui encore, incertaines et partielles. Celles relatives aux processus sont quasiment inexistantes. Par conséquent, les connaissances que ces observations apportent sur les éléments du système hydrologiques sont **imparfaites** et **incertaines**. Les trois sections suivantes présenterons les principales causes de ces imperfections et incertitudes.

C - II - 1 Difficultés d'observation des forçages météorologiques, notion de modèle d'observation

Dans le contexte de cette thèse (*i.e.* étude des crues cévenoles), les forçages météorologiques sont réduits aux chronologies des pluies (*cf.* section A - III - 2 en page 12). Au vu de leur influence sur la génération des crues cévenoles, les autres grandeurs entrantes du système hydrologique, telles que les précipitations solides (*e.g.* neige), les températures, le rayonnement solaire, *etc.* sont en effet négligées. Dans la suite de cette section, nous aborderons donc seulement les incertitudes liées à l'observation des pluies.

L'une des principales raisons qui rend l'observation des pluies difficile et incertaine est

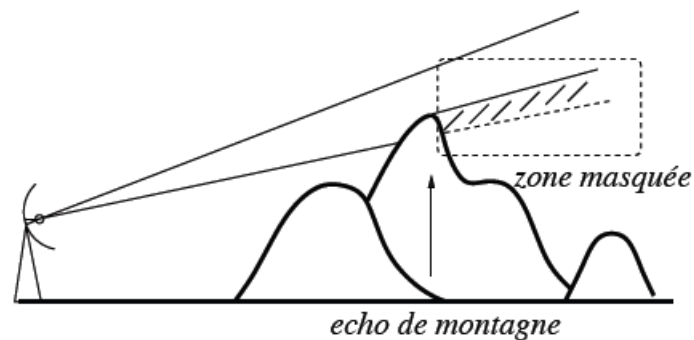


Figure C.1 – Phénomène de masque par le relief (tiré de [Chapon \[2006\]](#)).

due à la complexité et à la variabilité spatio-temporelle des processus météorologiques qui les génèrent. Les mesures offertes par les **pluviomètres** sont en effet seulement ponctuelles. Elles ne sont donc que **partiellement représentatives** de la réelle quantité d'eau tombée. Leur nombre est par ailleurs généralement limité par des considérations d'ordres économiques et/ou logistiques. Les mesures données par ces capteurs sont aussi, comme toutes mesures de quantités physiques, sujettes à des imprécisions. Elles peuvent être causées par le vent, de trop fortes intensités pluviométriques, *etc.*

Pour apporter la connaissance des pluies tombant sur la surface du bassin versant, ces mesures localisées doivent être **interpolées** et/ou **extrapolées**. Cette opération, autrefois effectuée par des méthodes de moyennes pondérées comme les polygones de Thiessen [[Thiessen, 1911](#)], est aujourd'hui effectuée par des approches plus complexes (e.g. approches géostatistiques comme le krigeage [[Matheron, 1963](#); [Lebel et al., 1987](#); [Ly et al., 2013](#)], analyses multi-fractales [[Lovejoy et al., 1986](#); [Salvadori et al., 2001](#)], *etc.*). Ces méthodes mettent en place des outils qui, en interpolant et/ou en extrapolant des observations locales, donnent des estimations des pluies à la précision spatiale et temporelle voulue. Il s'agit d'outils de modélisation appelés **modèles d'observation**. Ils apportent une connaissance des forçages météorologiques.

Comme nous le constaterons en section C - III (cf. page 42), du fait de la complexité des processus et des relations à modéliser dans le contexte hydrologique, **la construction et la mise en place d'outils de modélisation** conduit cependant à faire des **simplifications** et des **approximations** sur la manière de les représenter. Une interpolation de mesures de pluviomètres n'est en particulier qu'une représentation approximative des champs de précipitations dont les effets auraient été potentiellement et localement capturés. Ces modélisations imparfaites introduisent elles aussi des incertitudes. Elles entachent la connaissance des forçages météorologiques (cf. section C - III en page 42 détaillant cette problématique relative aux incertitudes en modélisation).

Par rapport aux mesures ponctuelles issues des pluviomètres, les **radars météorolo-**

giques sont potentiellement capables de donner des estimations de pluies à une résolution de l'ordre du km² et de la minute en temporel. Ils sont donc *a priori* en mesure d'apporter une **bonne connaissance de la variabilité spatiale** et temporelle des pluies.

Rappelons néanmoins que ces radars ne mesurent pas une quantité d'eau proprement dite mais seulement une **réflectivité** qui doit être transformée pour en donner la valeur. Cette transformation des réflectivités radars est typiquement effectuée par une loi empirique de type puissance à deux paramètres, appelée **relation Z-R**. Il s'agit d'un modèle d'observation qui effectue lui aussi des simplifications et des approximations sur la manière de représenter cette relation. Elles introduisent aussi des incertitudes qui entachent la connaissance des forçages météorologiques donnée par le radar (*cf.* section C - III en page 42 détaillant cette problématique relative aux incertitudes en modélisation). À ces incertitudes s'ajoutent les imprécisions sur l'estimation de la réflectivité. Elles sont par exemple causées par les phénomènes d'échos fixes, de masques (*cf.* figure C.1) ou encore par la variabilité altitudinale intrinsèque de cette grandeur [*Chapon, 2006*].

Enfin, il est aussi à préciser que les méthodes de mesures des pluies abordées précédemment, sont généralement mises en défaut par les différents états de l'eau précipitée. La mesure des précipitations neigeuses, prépondérantes dans les forçages des bassins versants montagneux, nécessite la mise en place d'appareils (e.g. pluviomètres chauffants) et de méthodes dédiées (on pourra se référer à *Barth [2012]* pour plus d'informations sur ces outils particuliers). Nous rappelons que leur estimation n'est cependant pas considérée dans cette thèse.

La problématique des incertitudes sur la mesure de la pluie sera ré-abordée dans [*Michon et al., soumis.a*], article sur lequel se base le chapitre E (*cf.* page 93) et dans lequel des références supplémentaires sont proposées.

C - II - 2 Difficultés d'observation des pronostics hydrologiques

Dans le contexte de cette thèse (*i.e.* étude des crues cévenoles), au vu des enjeux qui entourent cette grandeur, les pronostics hydrologiques sont réduits aux chronologies des débits à l'exutoire du bassin versant (*cf.* section A - III - 3 en page 13). Dans la suite de cette section, nous aborderons donc seulement les incertitudes liées à l'observation des débits.

Rappelons que les méthodes volumétriques n'étant *a priori* pas applicables dans le contexte environnemental, les débits sont invariablement estimés de manière indirecte, par transformation de mesures de vitesses de l'eau ou de hauteurs d'eau (*cf.* section A - III - 3 en page 13). En d'autres termes, au delà d'être sujet aux imprécisions de mesures de ces grandeurs, les pronostics hydrologiques doivent être estimés par de **modèles**

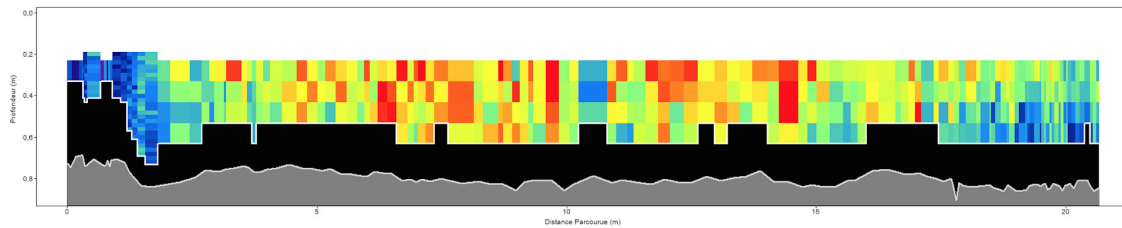


Figure C.2 – Exemple de jaugeage de la Leyse par aDcp (sorti du logiciel RiverSurveyor®). Le graphique donne la répartition des vitesses dans la rivière. Dans la zone en noir, les vitesses mesurées ne sont pas estimées de façon satisfaisante et ne sont pas prises en compte dans le calcul de débit.

d'observations (interpolations, transformations, extrapolations, etc.). Comme cela a déjà été abordé dans la section précédente, ces outils introduisent des **incertitudes** et des imprécisions qui entachent la connaissance qu'ils donnent des pronostics hydrologiques (cf. section C - III en page 42 détaillant cette problématique relative aux incertitudes en modélisation).

Les mesures de **vitesses de l'eau** doivent ainsi être **interpolées** et/ou **extrapolées** sur toute la surface mouillée par l'écoulement, pour donner une estimation potentiellement satisfaisante du débit. Les appareils comme l'aDcp permettent une exploration précise de ce champ de vitesses (cf. section A - III - 3 en page 13). Cependant, ils restent soumis à certaines contraintes techniques qui entachent la connaissance qu'ils donnent des pronostics hydrologiques. Par exemple, un aDcp ne mesure pas de façon satisfaisante, ni les vitesses à proximité du fond de la rivière (cf. figure C.2), ni celles à proximité de la surface de l'écoulement [Le Coz et al., 2007]. De plus, il est important de préciser que l'estimation du débit par exploration des champs de vitesses est particulièrement difficile, voire hors d'atteintes, lorsque les débits deviennent trop importants (quels que soient les appareils de mesure employés (e.g. moulinet et saumon, aDcp, etc.)). Dans de telles situations, elle est en effet dangereuse pour les opérateurs et le matériel.

Plus généralement, comme expliqué en section A - III - 3 (cf. page 15), les débits sont estimés à partir de mesures de **hauteurs d'eau**. Cependant, cette grandeur doit être transformée, en l'occurrence par un modèle d'observation, pour apporter la connaissance du débit. Ce modèle représente alors la relation hauteur-débit. Il se réduit généralement à une loi monotone de type puissance ou parabolique à trois paramètres. Cette dernière est appelée **courbe de tarage**. Elle associe à toute valeur de hauteur, une valeur de débit. On pourra se référer à Le Coz [2012] pour une revue relative aux incertitudes entourant cet outil de modélisation, auxquelles s'ajoutent celles issues de l'observation de la hauteur d'eau elle-même. Au delà des potentielles imprécisions des instruments qui la mesurent, il est d'ailleurs à préciser, que l'estimation de la hauteur d'eau reste sujette aux variations de la section droite de la rivière (i.e. bathymétrie), ainsi qu'aux conditions

d'écoulement parfois non stationnaire de l'eau dans celle-ci.

C - II - 3 Difficultés d'observation des processus hydrologiques

Les processus hydrologiques sont, comme la structure du bassin versant, complexes, hétérogènes et majoritairement souterrains (cf. section A - III - 4 en page 15). Il sont, par conséquent, très **difficilement observables**. Les observations qui s'y rapportent s'avèrent insuffisantes, voire quasiment inexistantes, pour les appréhender et les connaître de manière satisfaisante lorsque cela est souhaité. Cela rend généralement incontournable le développement et l'utilisation d'outils de modélisations : les **modèles hydrologiques** (on pourra se référer à cette section A - III - 4 (cf. page 15) expliquant cette problématique que nous ne ré-aborderons pas ici).

Rappelons aussi que dans cette thèse, nous ne nous intéressons pas à connaître les processus hydrologiques eux-mêmes, mais plutôt à obtenir une représentation des effets qu'ils produisent sur les forçages météorologique, pour les transformer en pronostics hydrologiques. Un modèle hydrologique calibré qui s'avère en mesure de représenter de manière satisfaisante la transformation des pluies en débits (*i.e.* relation pluie-débit), sans nécessairement expliciter les processus hydrologique eux-mêmes, est considéré comme une connaissance acceptable du troisième élément du système hydrologique (*i.e.* les effets des processus hydrologiques). Cependant, comme nous le détaillerons en section C - III (cf. page 42), les modèles hydrologiques ne sont que des représentations imparfaites de la relation pluie-débit. Ils introduisent des **incertitudes** et des imprécisions qui entachent donc la connaissance qu'ils donnent des effets des processus hydrologiques.

C - III La représentation algorithmique de l'environnement est incertaine et partielle

Comme exposé dans les trois sections précédentes, la connaissance des éléments du système hydrologique nécessite le développement et l'utilisation d'**outils de modélisation**. Les effets des processus hydrologiques doivent, par exemple, pour être appréhendés et connus, être représentés par des modèles hydrologiques. Les observations des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques doivent être interpolées, extrapolées et/ou transformées par des modèles d'observation, pour apporter la connaissance de ces éléments du système hydrologiques à la précision spatiale et temporelle voulue (nous précisons ici que pour plus de simplicité, les résultats issus de tels modèles d'observation seront généralement aussi appelés observations).

Cependant, des **simplifications** et des **approximations** doivent généralement être effectuées lors de la construction d'un modèle. Elles rendent alors **partielles** les connaissances des éléments du système hydrologique issues de tels outils. De plus, cette phase introduit souvent des paramètres numériques qui doivent être spécifiés pour que les connaissances apportées par les modèles soient potentiellement acceptables. Lorsque ces paramètres ne sont pas assimilables à des caractéristiques physiques mesurables, ils sont alors classiquement spécifiés par **calibration**. Pour des raisons que nous exposerons dans la deuxième partie de cette section, cette approche est sujette à de nombreuses **incertitudes** qui impactent elles-aussi les connaissances issues de modélisations.

Dans la suite de ce chapitre, en présentant les concepts de la modélisation puis ceux de la calibration, nous aborderons ces problématiques. Du fait de leur rôle central dans cette thèse et plus généralement dans l'analyse des systèmes hydrologiques, nous nous focaliserons sur les modèles hydrologiques et leur calibration. Cependant, il est à préciser que les modèles d'observation sont établis suivant des principes similaires à ceux des modèles hydrologiques. Ils doivent potentiellement aussi être calibrés et s'avèrent donc généralement confrontés à des problématiques semblables. Ainsi, les concepts, méthodes et conclusions relatifs aux modèles hydrologiques qui seront présentés, pourront être transposés aux modèles d'observation.

C - III - 1 Généralités et concepts de la modélisation

III - 1 - a La modélisation, principe de construction conceptuel

De façon générale, un modèle peut se définir comme une représentation concrète, analysable et exprimée dans un langage particulier, d'un point de vue subjectif et finalisé sur un sujet donné [Caplat, 2008]. Plus spécifiquement, un **modèle hydrologique** apparaît comme une interprétation et une **traduction algorithmique et logicielle de la transformation des forçages météorologiques, en pronostics hydrologiques**. Dans le contexte de cette thèse, un modèle hydrologique apparaît comme une interprétation de la transformation des pluies en débits (*i.e.* relation pluie-débit).

La phase de construction d'un modèle¹ peut être conceptualisée en différentes étapes [Gupta et al., 2012]. Chacune d'elles est sujette à la vision, aux choix subjectifs et aux objectifs du modélisateur. Si leur différenciation, leur nombre et leur terminologie ne sont pas clairement établis [Ambroise, 1999; Beven, 2001; Gupta et al., 2008, 2012], trois étapes principales restent généralement identifiables (*cf.* trois premières étapes dans la figure C.3). La première, principalement **qualitative**, est une compréhension et une

1. Dans cette section, pour plus de simplicité, "modèles" et "modèles hydrologiques" seront généralement confondus.

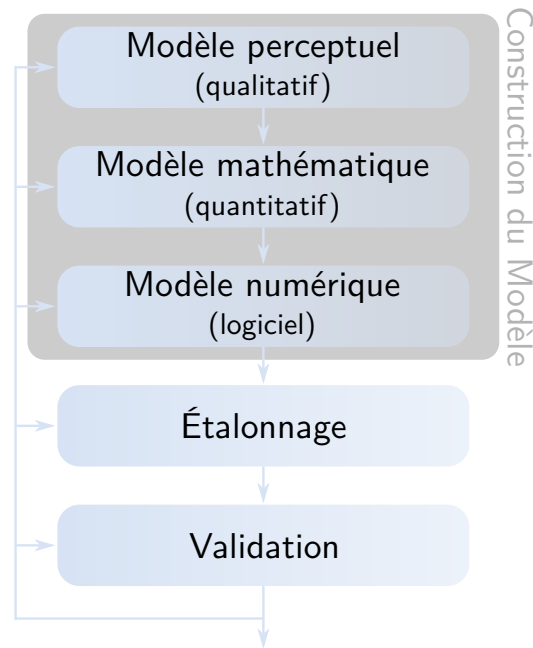


Figure C.3 – Étapes amenant à l'identification d'une modélisation (tiré et modifié de [Beven \[2001\]](#) et de [Gupta et al. \[2012\]](#)).

conceptualisation des différents processus, de leurs effets, des structures physiques et des relations que le modélisateur souhaite représenter. Cette étape amène à l'établissement d'un modèle perceptuel. Les concepts de ce modèle sont, lors d'une deuxième étape, interprétés de manière plus **quantitative** et formalisés mathématiquement. La troisième étape est une implémentation **numérique** et logicielle de cette formulation quantitative.

L'ajout des deux phases supplémentaires, l'**étalonnage** et la **validation**, termine la procédure d'**identification** du modèle (cf. deux dernière phases dans la figure C.3). Nous les présenterons dans la suite de cette section.

Chacune des trois étapes de la **construction d'un modèle** conduit à effectuer certaines **hypothèses simplificatrices** et introduit des **approximations**. Comme cela a déjà été exposé en section A - III - 4 (cf. page 17), les processus hydrologiques, notamment du fait de leur complexité et de leur hétérogénéité, ne peuvent généralement pas être décrits explicitement en tout point et en toute profondeur du bassin versant. Ils le sont plutôt par le biais de relations mathématiques plus ou moins empiriques et plus ou moins spatialisées. Elles traduisent les effets qu'ils produisent sans nécessairement les expliciter précisément. Ces relations ou lois mathématiques introduisent un certain nombre de **paramètres** qui doivent être spécifiés au cours d'une phase appelée dans cette thèse : **étalonnage** du modèle (cf. section A - III - 4 en page 18). Lorsque les paramètres sont assimilables à des caractéristiques physiques mesurables (e.g. coefficients de rugosités, conductivités hydrauliques des sols, etc.), cette phase peut être effectuée par assignation

de mesures. Cependant, ceux-ci se réduisent souvent à des valeurs numériques ajustables. Ces valeurs sont généralement considérées constantes au cours d'une simulation du modèle. Leur spécification se fait classiquement par **calibration**. Les valeurs des paramètres sont alors ajustées de façon à effectuer la "meilleure" modélisation possible compte tenu d'une part, de la finalité de la modélisation et d'autre part, de données relatives à des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques appelées données de calage (*i.e.* typiquement, observations). Pour simplifier, le modèle est calibré de façon à effectuer au mieux, la transformation des forçages ayant été observés, en pronostics ayant été observés. Lorsque la finalité de la modélisation est de représenter la relation pluie-débit, comme cela est le cas dans cette thèse, le modèle est donc calibré de façon à transformer au mieux les pluies observées, compte tenu des débits observés. Par conséquent, cette approche est, elle aussi, **sujette au point de vue et aux objectifs du modélisateur**. Nous ré-aborderons ces problématiques associées à la calibration en section C - III - 2 (*cf.* page 49).

Dans la suite de cette thèse, nous considérons principalement des modèles hydrologiques dont les paramètres (ou du moins, une partie des paramètres) doivent être spécifiés par calibration. Les modèles hydrologiques étalonnés selon cette approche sont usuellement dits "calibrés". Un **modèle hydrologique étalonné** sera donc simplement **dit calibré**.

L'identification du modèle se termine par une phase de **validation**. Durant cette dernière, la performance, la pertinence et/ou la robustesse du modèle dont les paramètres ont été spécifiés, sont jugées. Cette phase est elle aussi **subjective**, puisque sujette aux données disponibles, à l'expérience du modélisateur et à la finalité de la modélisation.

La validation est généralement effectuée en testant le modèle sur des observations de forçages météorologiques et de pronostics hydrologiques, non utilisées dans la phase d'étalonnage. Pour simplifier, les forçages météorologiques observés sont implémentés en entrée du modèle hydrologique calibré. Celui-ci simule ensuite des pronostics hydrologiques. La validation est alors effectuée en comparant ces pronostics simulés, aux pronostics observés. Cette phase se réduit donc généralement à une **corroboration** du modèle : un modèle est dit corroboré si les observations disponibles et/ou la vue du modélisateur ne contredisent pas ses résultats [*Oreskes et al.*, 1994]. Seule la transformation des forçages en pronostics donnée par le modèle est donc potentiellement validée et non la façon dont cette transformation est modélisée. Cela peut paradoxalement conduire à valider des modèles fondées sur des perceptions contradictoires [*Kirchner*, 2006].

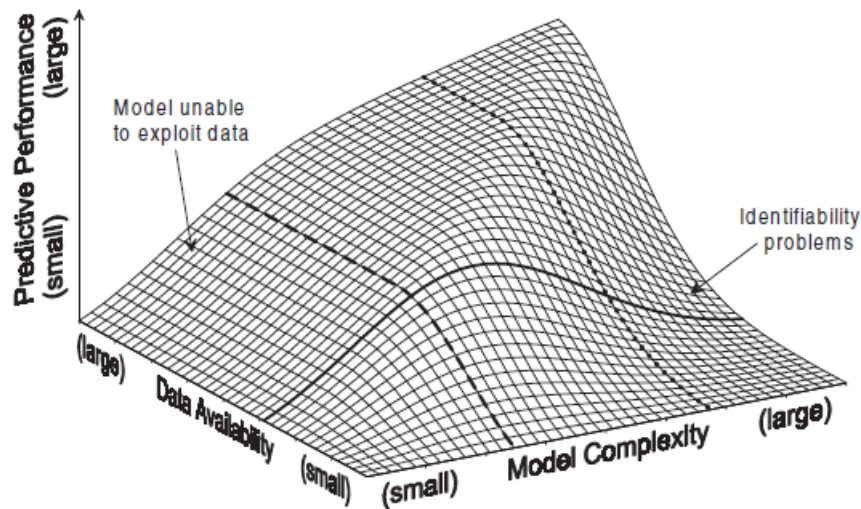


Figure C.4 – Représentation conceptuelle de la relation entre la complexité du modèle, la quantité d'informations disponible et la performance prédictive du modèle (tiré de [Grayson and Blöchl \[2001\]](#)).

III - 1 - b Observations, complexité et performance de modélisation

Comme expliqué dans la section précédente, les phases d'étalonnage (que se soit par calibration ou par assignation de mesures) et de validation, nécessitent certaines observations (ou données) relatives à des forçages météorologiques, à des pronostics hydrologiques, voire à des processus hydrologiques. Ce sont donc les observations disponibles qui, *in fine*, en fournissant des connaissances à la modélisation, permettent l'identification potentiellement satisfaisante de cette dernière.

Cette considération se doit d'être prise en compte dans la phase de construction du modèle (*cf.* figure C.3). De cette dernière résultent le formalisme mathématique (*e.g.* nombre de relation mathématiques), les degrés de liberté (*i.e.* paramètres du modèle), la résolution spatio-temporelle du modèle numérique, *etc.*, qui donne une certaine **complexité** à la modélisation. En effet, plus cette complexité se révèle importante (*e.g.* nombre important de paramètre à spécifier), plus une quantité importante de connaissances s'avère nécessaire pour étalonner le modèle. Un modèle trop complexe au regard des observations disponibles, ne peut notamment pas être pertinemment étalonné. Il présente alors ce que l'on appelle des problèmes d'**identifiabilité**. Un tel modèle ne sera vraisemblablement pas en mesure d'effectuer des simulations (tel que défini en section A - III - 5 en page 20) avec justesse et fiabilité [[Jakeman and Hornberger, 1993](#)]. La complexité d'un modèle étant généralement réduite à son nombre de degrés de liberté (*i.e.* nombre de paramètres), un modèle présentant des problème d'identifiabilité est dit sous-contraint ou **surparamétrisé** [[Beven, 1989](#)].

Cette notion d'**équilibre** entre complexité de modèle et observations disponibles, notamment pour l'étalonnage de modèles, peut se visualiser par la représentation conceptuelle proposée par [Grayson and Blöchl \[2001\]](#) (cf. figure C.4). Si la définition précise des concepts représentés par chacun des axes de ce graphique n'est pas évidente, leur compréhension qualitative est suffisante pour percevoir les rapports entre non seulement, la **complexité** du modèle et les **observations disponibles**, mais aussi la **performance** prédictive du modèle (i.e. respectivement, *Model Complexity*, *Data Availability*, et *Predictive Performance* dans la figure C.4). Cette notion de performance prédictive du modèle représente ici plutôt sa capacité à simuler avec justesse et fiabilité des variables (e.g. débits). Il s'agit donc d'une notion subjective.

Dans cette représentation se visualise la problématique de l'identifiabilité du modèle. Pour une certaine quantité d'observations disponibles (cf. ligne en noir dans la figure C.4), l'augmentation de la complexité du modèle permet d'augmenter sa performance prédictive jusqu'à un seuil donné. Cependant, au delà de ce seuil, le modèle devient trop complexe pour être pertinemment identifié, compte tenu des connaissances apportées par les observations disponibles. Il souffre alors de problèmes d'identifiabilité, ce qui nuit à sa performance prédictive.

Dans cette figure C.4 est aussi représentée une autre problématique relative à l'équilibre entre observations, performance prédictive et complexité de modèle : l'incapacité d'un modèle donné, à améliorer sa performance prédictive au delà d'une certaine quantité d'observations fournie. En effet, pour un modèle donné, donc pour une certaine complexité fixée (cf. lignes en pointillés noirs dans la figure C.4), l'apport de nouvelles observations améliore son identification et augmente sa performance prédictive. Cependant, cette dernière atteint un seuil à partir d'une certaine quantité d'observations fournie. Au delà, le modèle apparaît insuffisamment complexe, pour être en mesure d'exploiter complètement les connaissances apportées. Il ne peut par conséquent plus améliorer sa performance prédictive. Ce seuil est d'ailleurs d'autant plus bas que la complexité du modèle est faible. Lorsque l'enjeu de la modélisation nécessite une haute performance en simulation par exemple, cela peut s'avérer problématique.

Pour une certaine quantité d'observations disponible, il existe en définitive une **complexité de modèle optimale** offrant une performance prédictive maximale. En particulier, des chronologies observées de pluies et de débits, données de calage typiquement utilisées pour la calibration de modèle hydrologique représentant la relation pluie-débit, ne permettent pas de contraindre de manière raisonnable des modèles ayant plus de 4-6 paramètres [[Jakeman and Hornberger, 1993](#); [Perrin et al., 2001](#)]. Au delà, le modèle deviendrait trop complexe² et risquerait de présenter des problèmes d'identifiabilité. Un modèle avec moins de 3-4 paramètres ne s'avèrerait, en revanche, pas en mesure exploi-

2. La complexité est ici réduite au nombre de paramètres.

ter complètement les connaissances apportées par les chronologies de pluies et de débits. Il n'offrirait alors que de faibles performances prédictives. Cette considération importante se doit donc d'être prise en compte lors de la phase de construction d'un modèle, de laquelle résulte sa complexité.

La complexité et la performance prédictive des modèles se trouvent, en conclusion, limitées par la quantité des observations disponibles et exploitables. De plus, ces observations, au delà d'être partielles et incertaines, s'avèrent elles aussi restreintes, pour des raisons économiques et techniques (cf. section A - III en page 11 et section C - II en page 38). La complexité de la représentation de la transformation des forçages en pronostics que propose le modèle, ainsi que sa capacité à transformer de manière juste et fiable des forçages donnés en pronostics, se trouvent par conséquent invariablement limitées. Le **modèle** apparaît de ce fait, comme une **représentation** nécessairement **imparfaite de la relation et/ou des processus modélisés**.

III - 1 - c Quelques mots sur les différentes manières de représenter les effets des processus hydrologiques

La phase de construction d'un modèle (cf. figure C.3) est un enchaînement d'étapes au cours desquelles, des processus hydrologiques et/ou certains de leurs effets sont perçus, conceptualisés, formalisés mathématiquement puis numériquement (cf. section C - III - 1 en page 43). Cependant, il n'existe concrètement **pas de consensus**, mais plutôt **diverses compréhensions et perceptions des processus hydrologiques et/ou de leurs effets**. De même, il existe de **nombreuses façons de les conceptualiser et de les formaliser mathématiquement et numériquement**.

Par exemple, la mise en place d'une modélisation des effets des processus hydrologiques peut se faire :

- au moyen de formalisations purement statistiques et mathématiques ;
- au moyen de conceptualisations basés sur des perceptions relatives à la physiques des processus ou simplement de leurs effets ;
- en explicitant les processus hydrologiques par des lois de comportement physiques.

Plusieurs de ces moyens peuvent aussi être mixés (cela est d'ailleurs souvent la cas). Les effets des processus hydrologiques peuvent également être modélisés à différentes échelles spatiales, allant de représentations distribuées sur le bassin versant à des représentations les globalisant sur ce dernier. De toutes ces manières de représenter les effets des processus hydrologiques, résultent un certains nombre de typologies dans lesquels

peuvent s'identifier les modèles hydrologiques. Elles sont exhaustivement présentées par [Ambroise \[1999\]](#) et par [Beven \[2001\]](#), ouvrages auxquels on pourra se référer pour plus de renseignements.

Ce que nous retenons ici, c'est que **le modèle résulte des choix de son constructeur**. Selon ses objectifs, ses perceptions et les observations dont il dispose, ce dernier choisit des formalisations et effectue des hypothèses ainsi que des simplifications. Il peut par exemple chercher à ajuster (ou non) la complexité du modèle pour optimiser les performances de ce dernier selon les observations disponibles, préférer conceptualiser tel ou tel processus hydrologique, choisir telle ou telle fonction mathématique pour le formaliser, ou encore fixer *a priori* des valeurs des paramètres du modèle.

De la procédure de construction du modèle résulte en définitive, une **structure numérique** de modèle pour laquelle, un certain nombre de choix *a priori* ont été effectués. Cette structure possède un certain nombre de **variables**. Certaines sont considérées constantes au cours d'une procédure de simulation et constituent alors plutôt des **paramètres** du modèle. D'autres peuvent évoluer dynamiquement au cours d'une procédure de simulation (e.g. variable simulant le contenu en eau moyen du bassin versant). Elles sont appelées **variables d'état**.

Sans consensus sur la manière de modéliser la transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques, les choix effectués par le modélisateur lors de la construction du modèle, s'avèrent irrémédiablement sujets à sa compréhension subjective de la complexité de la réalité de cette transformation. La phase d'étalonnage d'un modèle vise alors à spécifier les paramètres d'une structure approximative et imparfaite de modèle. Cependant, du fait que la quantité d'observations exploitable durant cette phase soit restreinte (*cf.* sections précédentes) et pour des raisons qui seront exposées dans la section suivante, ces imperfections de la structure du modèle ne peuvent être compensées. Pour ces raisons, il ne résulte de la procédure d'identification d'un modèle qu'une **représentation imparfaite de la réalité**.

C - III - 2 La calibration

III - 2 - a Présentation générale

Dans le procédure d'identification d'un modèle illustrée par la figure C.3, celui-ci doit passer par une phase d'étalonnage. Cette dernière a pour objectif de **spécifier la valeur de ses paramètres**. Dans certains cas, ils peuvent être assimilables ou dépendants de caractéristiques physiques rendant leur valeur *a priori* estimable, par exploitation de mesures ou d'expérimentations physiques s'y rapportant (e.g. mesures de conductivités

hydrauliques). De manière plus générale, ces paramètres (ou une partie de ces paramètres) se réduisent cependant à des **valeurs numériques ajustables**, résultant des conceptualisations et des formalisations mathématiques plus ou moins empiriques effectuées lors de la phase de construction du modèle. Dans de tels cas, ils ne sont alors pas estimables par exploitation de mesures ou par exploitation d'expérimentations physiques [Beven, 2006]. La spécification se fait alors classiquement par **calibration**.

Par cette approche, on cherche à ajuster les valeurs des différents paramètres à calibrer, pour que le **modèle représente le plus pertinemment possible la transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques**. Pour cela, des données de calage sont utilisées. Celles-ci se réduisent typiquement à des observations concomitantes de forçages et de pronostics. Les **valeurs des paramètres** sont alors **numériquement optimisées**, via des méthodologies d'optimisation potentiellement automatiques, pour que la transformation par le modèle des forçages observés soit la plus pertinente possible, en comparaison avec des pronostics observés. L'évaluation de la pertinence de la transformation se fait classiquement en comparant numériquement les pronostics simulés (résultats de la transformation des forçages observés), aux pronostics observés.

Durant les dernières décennies, de nombreuses recherches ont été consacrées au développement et à l'amélioration de la calibration des modèles. Ces recherches se sont orientées sur cinq objectifs principaux [Vrugt and Sadegh, 2013] :

- le développement de fonctions quantifiant de manière appropriée les erreurs effectuées par le modèle compte tenu des observations disponibles (*i.e.* données de calage) ;
- la recherche de méthodes d'optimisation adaptées aux structures particulières des modèles et capables de résoudre les problèmes de calibration de façon efficace et fiable ;
- la détermination des types et quantités de données nécessaires à l'identification pertinente des modèles ;
- la considération et la représentation des incertitudes ;
- le développement d'approches permettant l'analyse et l'amélioration des structures mathématiques des modèles ainsi que des représentations de la transformation des forçages en pronostics qu'ils proposent.

Le but des sections qui suivent n'est pas de donner une présentation exhaustive de chacun des points donnés ci-dessus, cela ayant déjà été fait par de nombreux auteurs (*e.g.* Perrin [2000]; Saltelli et al. [2000]; Beven [2001]; Zin [2002]; Duan et al. [2003]; Mathévet [2005]; Castaings [2007]; Liu and Gupta [2007], etc.), mais plutôt d'introduire ou d'éclaircir certains points ou concepts nécessaires à la compréhension de cette thèse.

Cela nous amènera en particulier au constat, que les connaissances qu'apportent la modélisation et la calibration sur les effets des processus hydrologiques sont partielles et incertaines.

Auparavant, il est tout de même important de préciser que la calibration, ou plus généralement la phase étalonnage, a *in fine* pour objectif, de rendre le modèle opérationnel (*i.e.* utilisable), pour qu'il puisse potentiellement être validé puis utilisé pour représenter les effets des processus hydrologiques. Pour cela, les paramètres ne constituent pas nécessairement les seules variables à devoir être spécifiées. En effet, lorsque le modèle possède des variables d'état (*cf.* section C - III - 1 en page 49), leur valeur initiale et éventuellement certaines de leurs valeurs en des localisations particulières, doivent potentiellement aussi être spécifiées. Ces valeurs sont respectivement appelées **conditions initiales** et **conditions aux limites**. Elles forment avec les paramètres les **variables de contrôle** du modèle. En toute rigueur, ce sont donc l'ensemble de ces variables de contrôle qui doivent être spécifiées lors de l'étalonnage.

Compte tenu de leur influence sur les sorties du modèle, la spécification des conditions initiales et aux limites (ou du moins d'une partie d'entre elles) est néanmoins souvent négligée. Elle ne sont alors pas déterminées lors de la phase d'étalonnage, mais sont plutôt fixées à des valeurs définies *a priori*, voire par défaut, lors de l'établissement de la structure numérique du modèle (telle que définie en section C - III - 1, page 49). Si l'influence de certaines d'entre elles est en revanche jugée importante, elles sont alors classiquement déterminées à partir de données disponibles lors d'une procédure d'initialisation du modèle (*e.g.* ajustement du contenu en eau initiale à partir de débit observé en début de simulation). Lorsque cela s'avère nécessaire, elles peuvent aussi potentiellement être spécifiées par calibration au même titre que les paramètres. Rigoureusement, la calibration vise à spécifier l'ensemble des variables de contrôle non spécifiées durant la phase de construction du modèle et non estimables à partir de mesures ou expérimentations physiques. Dans cette thèse, pour plus de simplicité, nous avons confondu et confondrons souvent paramètres et variables de contrôle.

III - 2 - b La recherche des paramètres optimaux

(i) Définition du problème

Une manière intuitive d'approcher le problème de la calibration des modèles, est de considérer qu'il existe une combinaison de **valeurs optimales de paramètres** (ou jeu de paramètres optimaux) qui, spécifiée au modèle, lui permettrait de représenter de manière optimale la réalité de ce que l'on cherche à modéliser. C'est sur ce postulat que se fondent les procédures de calibration présentées dans cette section. Ce jeu de paramètres

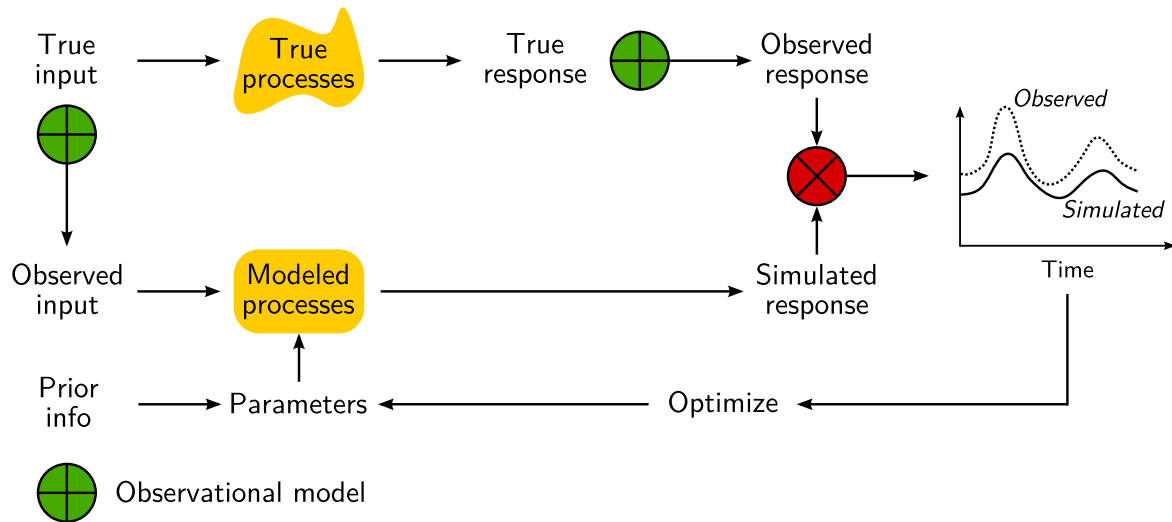


Figure C.5 – Procédure de calibration visant à identifier le jeu de paramètre optimal (tiré et modifié de [Vrugt et al. \[2008a\]](#)).

optimal permettrait au modèle de **transformer au mieux les forçages météorologiques en pronostics hydrologiques**, compte tenu de la réalité de cette transformation. La perception de cette réalité se basant sur des observations, c'est *in fine* en comparaison avec des observations qu'est jugée la qualité du modèle. Dans le contexte de cette thèse, il s'agit ainsi d'identifier le jeu de paramètres permettant au modèle de représenter de manière optimale la relation pluie-débit, en se basant sur des observations de pluies et de débits.

Concrètement, la résolution de ce problème vise à identifier les valeurs optimales des paramètres θ^* , qui permettraient au modèle forcé par des forçages météorologiques observés \mathbf{p}^{obs} (typiquement, chronologies de pluies), de simuler des pronostics hydrologiques \mathbf{q}^{sim} (typiquement, chronologies de débits), qui soient "égaux" aux pronostics hydrologiques observés \mathbf{q}^{obs} (typiquement, chronologies de débits). Ce problème pourrait être *a priori* appréhendé en "inversant" le modèle \mathcal{M} , pour combler l'inconnu sur les paramètres (*i.e.* $\theta^* = \mathcal{M}^{-1}(\mathbf{p}^{\text{obs}}, \mathbf{q}^{\text{obs}})$). Cependant, mis à part quelques cas particuliers **les modèles hydrologiques ne sont généralement pas inversibles analytiquement**. Il n'est en particulier classiquement pas possible, d'implémenter numériquement le modèle inverse permettant l'estimation des paramètres à partir des forçages et des pronostics observés.

La résolution de ce problème se fait donc typiquement par une **procédure d'optimisation** numérique que résume la figure C.5. L'objectif de cette procédure est d'identifier les valeurs de paramètres **minimisant**, voire annulant, **les écarts** entre les pronostics observés et les pronostics simulés par le modèle (en réponse aux forçages observés). La solution de ce problème est sujette, non seulement au choix de la mesure de performance

appelée fonction objectif qui quantifie cet écart, mais aussi à l'algorithme d'optimisation qui cherche à identifier le jeu de paramètres qui la minimise (ou maximise). Nous aborderons ces deux points dans les deux sections qui suivent.

(ii) Mesures de performance : fonctions objectif

De manière générale, le rôle d'une **fonction objectif** (ou fonction coût) est de **quantifier l'écart** entre deux réponses à un même forçage : le pronostic observé et le pronostic simulé par le modèle. En comparant ces deux quantités, on estime ainsi *"how well a model simulation fits the available observation"* [Beven, 2001]. C'est notamment la fonction objectif qui mesure la performance du modèle et que l'on cherche à optimiser, pour identifier les paramètres optimaux.

Il existe un grand nombre de fonctions objectifs. Elles sont généralement basées sur la sommation de termes d'erreurs entre les différentes composantes des vecteurs des variables comparées³ (e.g. différences entre chronologies simulées et observées à chaque pas de temps). Pour éviter les compensations d'erreurs de signes différents, la sommation de valeurs absolues d'erreurs ou de carrés d'erreurs est souvent préférée.

Malgré de nombreuses études, il n'est pas démontré que telle ou telle fonction objectif est plus adaptée à la calibration des modèles hydrologiques [Gupta and Sorooshian, 1998; Krause et al., 2005]. Les fonctions objectifs ne sont en effet **pas totalement impartiales**. Elle mettent intrinsèquement l'accent sur différentes gammes de valeurs ou de comportements [Krause et al., 2005]. En d'autres termes, elles sont **imparfaites**. Par exemple, l'estimateur au moindre carrés (LSE, *Least Square Error*, cf. équation C.1) à partir duquel se base une majorité de fonctions objectif, met l'accent sur les composantes présentant les erreurs numériques les plus importantes. Lorsque l'on vise à calibrer un modèle pluie-débit, la mesure de performance est effectuée par comparaison de chronologies de débits (i.e. LSE calculé entre débits observés et simulés). Or, puisque les erreurs associées aux hautes valeurs de débits ont tendance à être plus importantes numériquement (et non pas relativement), c'est cette gamme de débit qui est prioritairement mise en valeur par cette fonction objectif, donc pour l'estimation des paramètres optimaux.

Dans la suite de cette section, nous présenterons les fonctions objectifs qui seront utilisées dans cette thèse. Les vecteurs des pronostics observés et simulés sont respectivement notés \mathbf{q}^{obs} et \mathbf{q}^{sim} . Leurs composantes sont respectivement notées q_t^{obs} et q_t^{sim} . Dans le contexte de cette thèse, ces vecteurs sont des chronologies temporelles conco-

3. Dans cette section, une chronologie d'une variable donnée (e.g. chronologie de pluies, de débits) est perçue comme un vecteur dont les composantes sont les valeurs que prend la variable à chaque pas de temps de la chronologie. Un vecteur de variable représente en d'autres termes, la chronologie de cette variable.

mitantes de débits observés et simulés.

La différence composante à composante entre les vecteurs des pronostics observés et simulés définit un vecteur des résidus. Le carré de la norme de ce dernier définit la fonction objectif appelée **estimateur au moindre carrés** (LSE, Least Square Error) :

$$\text{LSE} = \sum_{t=1}^N (q_t^{\text{obs}} - q_t^{\text{sim}})^2 \quad (\text{C.1})$$

où q_t^{obs} et q_t^{sim} désignent respectivement les composantes des pronostics observés et simulés.

Ce critère, connu dans le domaine des statistiques et de l'optimisation numérique, est à la base d'un grand nombre de fonctions objectif, en particulier utilisées pour la calibration des modèles hydrologiques. Les variantes de ce dernier apportent des transformations sur les composantes q_t^{obs} et q_t^{sim} (e.g. logarithmes, racines carrés, normalisations, etc.) afin de modifier les gammes de valeurs mises en évidences. Des normalisations des fonctions objectifs résultantes sont aussi parfois proposées, notamment pour les rendre comparables d'une période temporelle à une autre.

L'**efficience de Nash** [Nash and Sutcliffe, 1970] est sans doute la variantes du LSE la plus fréquemment utilisée pour la calage des modèles hydrologiques. La fonction LSE y est **normée par la variance des pronostics observés** (multipliée par leur nombre de valeurs). L'efficience de Nash NS s'écrit :

$$\text{NS} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (q_t^{\text{obs}} - q_t^{\text{sim}})^2}{\sum_{t=1}^N (q_t^{\text{obs}} - \bar{\mathbf{q}}^{\text{obs}})^2} = 1 - \frac{\text{LSE}}{N \cdot \sigma_{\mathbf{q}^{\text{obs}}}^2} \quad (\text{C.2})$$

où q_t^{obs} et q_t^{sim} désignent respectivement les composantes des pronostics observés et simulés, $\bar{\mathbf{q}}^{\text{obs}}$ désigne la moyenne des pronostics observés, $\sigma_{\mathbf{q}^{\text{obs}}}^2$ désigne leur variance et LSE représente l'estimateur au moindre carrés (cf. équation C.1).

Ce critère NS varie entre $[-\infty; +1]$. Si $\text{NS} < 0$, alors la moyenne des pronostics observés est plus proche des pronostics observés que les pronostics simulés. La moyenne constitue alors un meilleur modèle que le modèle évalué. Inversement, si $\text{NS} > 0$, c'est le modèle évalué qui est meilleur. Enfin, lorsque l'efficience atteint $\text{NS} = 1$, alors le modèle évalué est parfait sur la période de calibration. C'est donc cette valeur que l'on cherche à approcher lors de la procédure de calibration. Il est aussi à noter que, si l'efficience de Nash a pour objectif d'améliorer le LSE, certaines alternatives au NS comme le C₂M proposé par Mathevet [2005] ou le KGE proposé par Gupta et al. [2009] ont aussi été imaginées, afin de le borner ou de le rendre encore moins biaisé.

Il est important de remarquer que les critères basés sur le LSE comparent de manière “directe” les pronostics observés et simulés. Si cette comparaison est possible quand ces grandeurs sont de même nature (e.g. débits observés et débits simulés), cela n’est plus directement possible lorsque leurs natures sont différentes. Les observations peuvent, par exemple, ne fournir que des connaissances à propos de grandeurs liées aux pronostics simulés (e.g. proxy chimique, hauteur d’eau). Dans de tels cas, il est aussi possible d’utiliser des critères basés sur la mesure de la qualité d’un ajustement construit entre les pronostics simulés et les observations disponibles. Le **coefficient de détermination R^2** d’une régression linéaire évalue par exemple la qualité d’un ajustement linéaire (i.e. modèle de régression linéaire) entre deux vecteurs de variables. Il s’écrit :

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^N ((q_t^{obs} - \overline{\mathbf{q}^{obs}}) \cdot (q_t^{sim} - \overline{\mathbf{q}^{sim}}))^2}{\sum_{t=1}^N (q_t^{obs} - \overline{\mathbf{q}^{obs}})^2 \cdot \sum_{t=1}^N (q_t^{sim} - \overline{\mathbf{q}^{sim}})^2} \quad (C.3)$$

où \mathbf{q}^{sim} et \mathbf{q}^{obs} désignent respectivement le vecteur des pronostics simulés et le vecteur des pronostics observés (ou des observations s’y rapportant) et q_t^{obs} et q_t^{sim} désignent respectivement leurs composantes.

Le coefficient R^2 d’une régression linéaire peut aussi être exprimé de la manière suivante :

$$R^2 = \frac{\sum_{t=1}^N (q_t^{reg} - \overline{\mathbf{q}^{sim}})^2}{\sigma_{\mathbf{q}^{sim}}^2} \quad (C.4)$$

où $\sigma_{\mathbf{q}^{sim}}^2$ désigne la variance des pronostics simulés, $\overline{\mathbf{q}^{sim}}$ désigne leur moyenne et q_t^{reg} les transformations des composantes des pronostics observés (ou des observations s’y rapportant) par le modèle de régression.

Le coefficient R^2 s’interprète alors, comme la proportion de la variance des pronostics simulés qui peut être expliquée par la régression linéaire. Si $R^2 = 0$, alors la variabilité des pronostics simulés n’est absolument pas expliquée par cette dernière régression. Il n’y a donc pour simplifier, pas de corrélation entre les pronostics simulés et les observations. Plus le R^2 se rapproche de 1 (son maximum), plus la proportion de la variabilité des pronostics simulés expliquée par la régression linéaire est importante. Graphiquement, si les pronostics simulés sont tracés en fonction des observations concomitantes, plus le R^2 se rapproche de 1, moins le nuage de point a tendance à être diffus autour de la droite de régression. Lorsque $R^2 = 1$, 100% de la variabilité des pronostics simulés est expliquée par le modèle de régression, ce qui témoigne d’une corrélation parfaite entre les pronostics simulés et les observations.

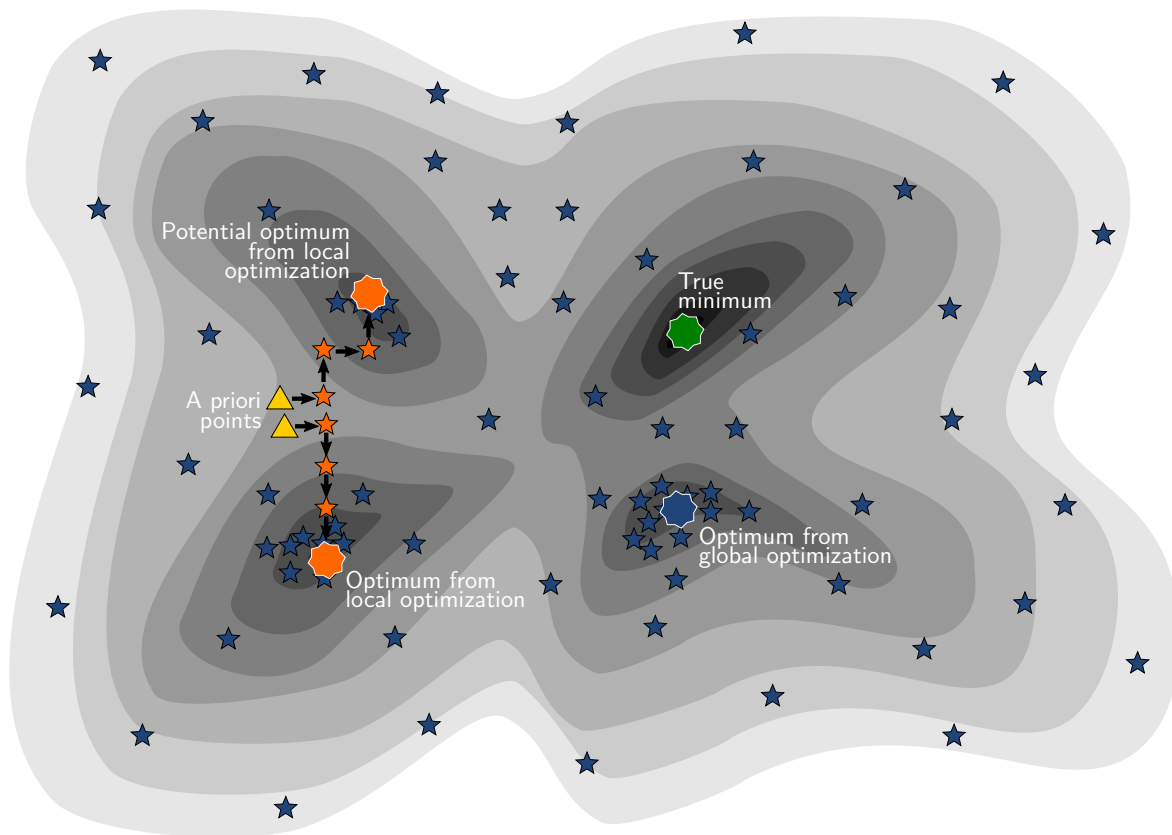


Figure C.6 – Surface de réponse présentant les différences entre une stratégie de recherche globale d'optimum (étoiles bleues) et une stratégie de recherche locale d'optimum (étoiles oranges et flèches noires) (tiré et modifié de [Kuzmin et al. \[2008\]](#)). Le degré de gris renseigne la valeur de la fonction objectif (plus le gris est foncé, plus le pronostic donné par le modèle est “proche” de celui connu par observation).

(iii) Stratégies d'optimisation

Avant de présenter rapidement les principes et les stratégies d'optimisation, il est important de rappeler que : (1) les connaissances apportées par les **observations sont imparfaites** (cf. section C - II en page 38) ; (2) des **simplifications et des approximations sont effectuées lors de la construction des modèles** (cf. section C - III - 1 en page 43). Par conséquent, les fonctions objectif qui quantifient l'écart entre la simulation et l'observation, ne sont généralement pas en mesure d'atteindre leur valeur théorique minimale (ou maximale), quel que soit le jeu de paramètres testé [[Vrugt et al., 2008b](#)]. Les stratégies d'optimisation qui visent à identifier le jeu de paramètres optimal ont donc *in fine* pour objectif, l'**identification des paramètres donnant les estimations d'écarts les plus faibles** et non pas forcément des écarts exactement nulles. Par ces stratégies, on cherche en d'autres termes, le jeu de paramètres minimisant (ou maximisant) la valeur de la fonction objectif (en pratique cette valeur recherchée est appelée optimum).

Le problème de l'optimisation des modèles hydrologiques s'avère généralement complexe du fait des non-linéarités des formalisations conceptuelles et mathématiques de leur structure. Ces non-linéarités se reflètent dans la complexité de la géométrie de la **surface de réponse**. Cette surface de réponse, tracée dans l'espace de paramètres, associe à toute combinaison de paramètres, la valeur de la fonction objectif choisie⁴. La figure C.6 donne un exemple d'une telle surface de réponse tracée dans un espace des paramètres à deux dimensions. L'optimisation du modèle vise alors à identifier le jeu de paramètres qui, dans cette surface de réponse, est associé à l'optimum de la fonction objectif. Cependant, comme le montre cette figure C.6, les non-linéarités peuvent induire de multiples zones de convergences (*i.e.* multi-modalité). Ces dernières rendent difficile la recherche et l'identification de leur optimum réel (true minimum dans la figure C.6) [Duan *et al.*, 1992; Duan, 2003].

La figure C.6 confronte aussi deux méthodes différentes de recherche d'optima. Leurs algorithmes évoluent respectivement suivant une stratégie de recherche locale et suivant une stratégie de recherche globale (*cf.* description des algorithmes dans Kuzmin *et al.* [2008]). Il s'agit des deux approches de recherche d'optima généralement identifiées en optimisation numérique.

Les **méthodes à stratégie de recherche locale** évoluent généralement de manière **itérative**, à partir d'un jeu de paramètres initial potentiellement estimé *a priori* (*cf.* triangles jaunes dans la figure C.6). Elles ont pour but, d'améliorer la valeur de la fonction objectif à chaque itération. Une telle approche est représentée par les flèches noires et les étoiles oranges dans la figure C.6. L'avantage des méthodes de recherches locales réside principalement dans leur **efficacité**. Elles sont en effet généralement peu coûteuses en calcul (*i.e.* nombre d'évaluation du modèle), ce qui induit de faibles capacités numériques nécessaires et de faibles temps de calculs. Cela les rend adaptées aux problèmes d'optimisation de grandes dimensions (nombre important de paramètres à calibrer). Cependant, du fait des possibles : (1) multiples régions d'attraction dans les espaces des paramètres ; (2) nombreux optima locaux ; (3) discontinuité et points de non-dérivabilité dans les surfaces de réponse ; (4) zones d'insensibilités et de compensations entre les paramètres ; ces approches s'avèrent généralement **peu efficaces** (*i.e.* difficulté à identifier l'optimum réel). Elles sont donc considérées peu adaptées à la calibration des modèles hydrologiques [Duan, 2003]. Notons qu'une partie de ces problèmes numériques peut être résolu par des techniques de lissage des modèles et/ou de conditionnement du problème d'optimisation [Kavetski *et al.*, 2006a,b]. Les méthodes de recherches locales sont aussi typiquement **dépendantes du point de départ** de la recherche de l'optimum. Cependant, si ce point est identifié pertinemment (*a priori* adéquat), comme suggéré par Kuzmin *et al.* [2008], elles peuvent s'avérer particulièrement efficaces et stables.

4. Rigoureusement, la surface de réponse est une hypersurface tracée dans l'espace de contrôle et qui associe à toute combinaison de variables de contrôle, la valeur de la fonction objectif choisie.

À la différence des méthodes de recherches locales, les **méthodes à stratégie de recherche globale** visent à explorer l'espace de contrôle de manière exhaustive. Cela peut se faire de manière plutôt systématique, en discrétisant l'espace des paramètres et en testant chacun des nœuds du maillage produit. Avec une infinité d'itérations, ces méthodes sont capables d'identifier parfaitement l'optimum recherché. Cette **faible efficacité** (coût de calcul très important) a été améliorée par le développement de méthodes hybrides plus complexes, utilisant des stratégies plus ou moins stochastiques et/ou, en guidant l'exploration de l'espace des paramètres par l'exploitation des informations acquises au cours des différentes itérations. C'est le cas de la deuxième méthode présentée dans la figure C.6. Les étoiles bleues sont issues d'une méthode de recherche globale, initialement purement aléatoire, puis qui converge vers certaines zones d'attractions de la surface de réponse. De manière générale, si les méthodes globales sont typiquement **plus efficaces que les méthodes locales**, elles restent généralement moins efficaces. Elles sont donc particulièrement pertinentes pour la calibration des modèles hydrologiques à faible nombre de paramètres. Elles sont cependant plus difficilement applicables à des problèmes d'optimisation de grandes dimensions.

Enfin, il est important de préciser qu'à l'instar de la construction des modèles ou des choix des fonctions objectif, il n'existe **pas de consensus sur l'emploi de telle ou telle méthode d'optimisation**. Aucune d'entre elles ne garantit d'ailleurs l'identification d'un potentiel réel optimum [Perrin, 2000]. Le choix de la stratégie d'optimisation, comme celui de la fonction objectif, incombe en définitive au modélisateur.

Qu'elles soient locales ou globales, ces méthodes restent basées sur le postulat qu'il existe pour chaque modèle spécifique, un jeu de paramètres optimal (cf. section C - III - 2 en page 51). Cependant, cette existence est aujourd'hui de plus en plus généralement remise en cause du fait des **nombreuses sources d'incertitudes** qui peuvent **affecter la calibration des modèles hydrologiques**. Elles la rendent potentiellement imparfaite et incertaine [Kavetski et al., 2002]. Elles affectent donc aussi irrémédiablement la connaissance qu'apporte le modèle calibré sur les effets des processus hydrologiques. Dans la section suivante, nous aborderons rapidement les questions et approches qui considèrent la calibration dans ce contexte "incertain".

Pour plus de renseignement sur les questions relatives aux méthodes d'optimisation et sur la recherche des jeux de paramètres optimaux, on pourra se référer aux citations proposées dans les sections précédentes s'y rapportant, ou plus généralement, sur des questions relatives à l'optimisation numérique, aux livres de Nocedal and Wright [1999] et de Bonnans et al. [2006].

III - 2 - c Appréhender la calibration dans un contexte incertain

Comme montré dans les section précédentes, une des caractéristiques de la modélisation hydrologique est sa **nature incertaine**. Chacune des étapes menant à l'identification des modèles, introduit en effet des **approximations**, des simplifications et fait appel à des perceptions et à des observations apportant des **connaissances imparfaites** et incertaines. Ces dernières affectent et génèrent un certain degré d'incertitude dans la modélisation *in fine* identifiée. Dans cette section, nous aborderons les approches permettant d'appréhender la modélisation dans ce contexte d'incertitude. Nous commencerons par une rapide synthèse des différentes sources d'incertitudes. Ces dernières ont été abordées tout au long de ce chapitre. Nous introduirons dans un deuxième temps quelques approches qui les considèrent et/ou les quantifient. L'analyse d'incertitudes sortant quelque-peu du cadre de cette thèse, la section qui suit n'en présentera que les grandes lignes. Le lecteur intéressé pourra se référer aux documents spécifiés.

Il est important de rappeler que si nous nous plaçons volontairement ici dans le contexte de la modélisation hydrologique, la problématique des incertitudes concerne toutes les modélisations, y compris les modèles météorologiques et les modèles d'observations.

(i) Identification des sources d'incertitudes affectant l'identification d'un modèle hydrologique

Dans cette section, nous nous référerons à la figure C.7 proposée par [Castaings \[2007\]](#) et dans laquelle, les sources d'incertitudes affectant la modélisation hydrologique, sont récapitulées.

Incertaines sur la structure du modèle

Les modèles sont soumis à une **incertitude de structure** (telle que définie en section C - III - 1 en page 49). Rappelons en effet que la structure du modèle hydrologique résulte d'une numérisation de formalisations conceptuelles et mathématiques de processus ou d'effets de processus. Chacune des différentes étapes menant à son établissement, introduit des simplifications, des approximations, des extrapolations, des interpolations et des choix subjectifs du modélisateur (*cf.* figure C.3). Elles constituent l'incertitude de structure du modèle (ou *model structural adequacy (MSA)* dans la récente revue traitant cette problématique proposée par [Gupta et al. \[2012\]](#)).

Il est par ailleurs souvent considéré, que l'un des rôles de la spécification des variables

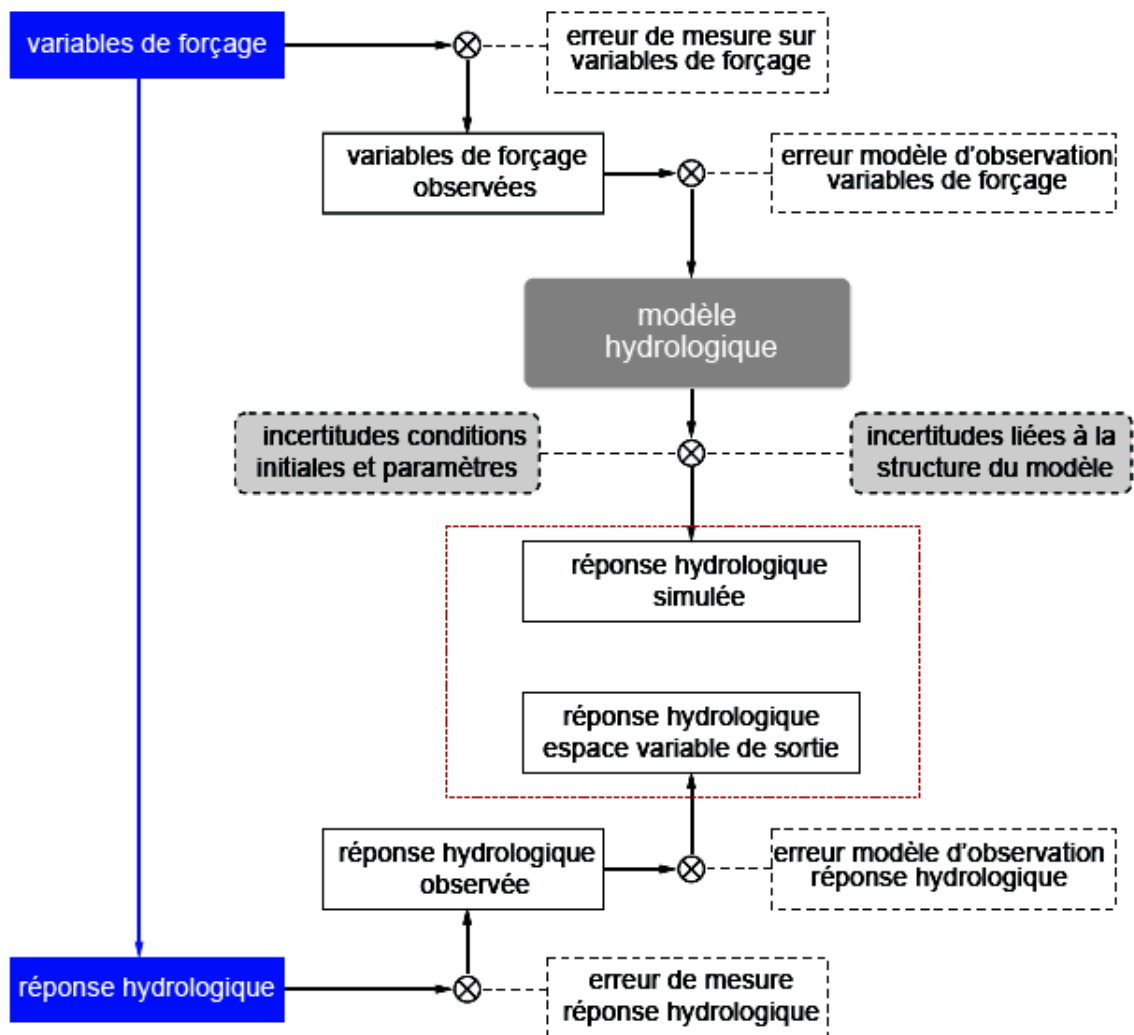


Figure C.7 – Sources d'incertitudes en modélisation hydrologique (tiré de [Castaings \[2007\]](#)).

de contrôle est de compenser cette incertitude de structure. Certains auteurs proposent aussi de la diminuer en combinant plusieurs structures de modèles différentes (*i.e.* approches multi-modèle, *cf.* par exemple [Ajami et al. \[2006\]](#)).

Incertitudes sur les variables de contrôle

Le modèle nécessite aussi une phase d'étalonnage. Cette dernière a pour objectif de spécifier, non seulement la valeur des paramètres du modèle, mais aussi celle de ses conditions initiales et/ou aux limites. Les paramètres, les conditions initiales et les conditions aux limites forment les variables de contrôle du modèle. Les conditions initiales et aux limites sont généralement spécifiées à des valeurs *a priori* ou par des procédures d'initialisation. Cela les rend potentiellement dépendantes de choix subjectifs du modélisateur, de données disponibles incertaines et/ou encore d'une procédure d'initialisation imparfaite. Les paramètres doivent généralement être estimés par calibration. Cette approche vise à résoudre un problème d'optimisation, dont la solution s'avère non seulement influencée par une fonction objectif subjective, mais aussi par une stratégie forcément imparfaite de recherche de l'optimum. Tout cela génèrent les incertitudes sur les variables de contrôle.

Enfin, la spécification de ces variables est aussi influencée par la **quantité de connaissances qu'apportent les observations** utilisées en calibration. Nous nous référons ici à la représentation conceptuelle proposée par la figure C.4 (*cf.* page 46), ainsi que la discussion associée en section C - III - 1 (*cf.* page 46), qui permettent intuitivement d'entrevoir cette problématique. Les connaissances apportées par les observations sont, de plus, inégalement réparties dans leurs chronologies temporelles. Le choix des périodes exploitées en calibration en influence donc aussi le résultat [[Zin, 2002](#); [Vrugt et al., 2002](#); [Wagener et al., 2003](#)].

Incertitudes sur les connaissances apportées par les observations

Les observations des forçages météorologiques et des pronostics hydrologiques doivent être interpolées, extrapolées et/ou transformées par des modèles d'observation (*cf.* section C - II en page 38). Ceux-ci s'avèrent nécessaires pour obtenir la connaissance des éléments du système hydrologique à la précision spatiale et temporelle voulue. Si les **mesures** initiales de ces grandeurs sont elles-mêmes **sujettes à des imprécisions et/ou à des erreurs**, ces **modèles d'observation sont sujets aux mêmes problématiques d'incertitudes que les modèles hydrologiques** : (1) leur structure n'est qu'une approximation de la réalité, sujette aux visions subjectives du modélisateur ; (2) leurs variables de contrôle doivent être spécifiées par des procédures imparfaites, optimisant potentiellement des fonctions objectif subjectives ; (3) ils exploitent pour leur étalonnage,

des observations incertaines apportant des connaissances imparfaites. Par exemple, la courbe de tarage, modèle d'observation transformant les mesures de hauteurs d'eau en débits, est typiquement représentée par une loi puissance ou polynomiale à trois paramètres. Elle nécessite un certain nombre d'observations ponctuelles et concomitantes de hauteurs d'eau et de débits pour être pertinemment identifiée. Ces observations, en particulier l'estimation du débit, sont soumises aux incertitudes de mesures et aux modèles d'observation auxquels elles font potentiellement appel.

Les **sources d'incertitudes** sont donc nombreuses en modélisation hydrologique. Elles entachent la précision, la robustesse ainsi que les capacités de prévisions et d'extrapolations des modèles. Elles **entachent donc aussi la connaissance que ces outils apportent sur les effets des processus hydrologiques**. Les deux articles présentés dans cette thèse ré-aborderons en partie cette problématique.

(ii) Concepts d'équifinalité, d'incertitudes et de sensibilités

Les nombreuses incertitudes qui entourent la modélisation hydrologique rendent l'identification d'un modèle optimal elle aussi incertaine et au final, non-univoquement déterminable. Ce paradigme, sur lequel se fonde globalement les approches introduites dans la fin de ce chapitre, équivaut finalement à considérer, que la complexité et les incertitudes qui entourent le **problème de l'identification des modèle** font de ce dernier, un problème "mal posé" ne possédant **pas de solution unique**. *Beven and Freer [2001]* évoquent par exemple ce paradigme en affirmant que, du fait de la complexité des systèmes environnementaux, il est possible qu'il existe "*many different model structures and many different parameter sets within a chosen model structure, that may be behavioural or acceptable in reproducing the observed behavior of that system*". Cette thèse généralement reconnue, est désignée par ce qu'on appelle l'**équifinalité** [*Beven, 1993, 2006*]. Elle consiste à supposer que plusieurs combinaisons de structures de modèles et de variables de contrôle, sont susceptibles de représenter les effets des processus hydrologiques de manière acceptable. Sans preuve du contraire (par rapport à de nouvelles observations par exemple), c'est l'ensemble de ces combinaisons acceptables qui est retenu pour l'identification du modèle.

Dans un tel contexte, il est intrinsèquement considéré que les méthodes de calibration visant à identifier un jeu de variables de contrôle optimal (*i.e.* approche introduite en section C - III - 2, page 51), sont invariablement sujettes à des biais [*Liu and Gupta, 2007*]. L'objectif sous-jacent d'exploitation et d'interprétation des modèles hydrologiques (*e.g.* prévision des crues), rend donc incontournable, d'accompagner les résultats de ces derniers de leurs incertitudes et d'intervalles de confiances associés. On cherche en particulier, à connaître et quantifier les incertitudes sur les pronostics simulés par les

modèles. On cherche alors aussi naturellement à comprendre et à réduire ces incertitudes. Ces deux problématiques liées, font appel aux deux familles d'analyses que sont **l'analyse d'incertitudes** et **l'analyse de sensibilité**. L'objectif de la première est de **quantifier et analyser la dispersion des pronostics** simulés par les modèles, selon les incertitudes sur les forçages, les variables de contrôle et/ou les structures des modèles. Par l'analyse de sensibilité, on cherche plutôt à **quantifier et comparer les influences relatives de ces différents facteurs** sur les pronostics simulés.

Dans les deux sections qui suivent, nous présenterons rapidement les approches d'analyse d'incertitudes et de sensibilités de modèles hydrologiques, en les distinguant selon les approches locales ou globales de leurs implémentations.

(iii) Analyses de sensibilité et d'incertitudes locales

Les **analyses locales** visent à **estimer et quantifier les sensibilités des modèles dans une région particulière de l'espace de contrôle**. Un tel cadre suppose que les combinaisons optimales des variables de contrôle, constituent un sous-espace, généralement localisé à proximité de l'optimum identifié par calibration "classique" (*i.e.* calibration telle que présentée en section C - III - 2 en page 51). Si cela revient à "nuancer" et à remettre en cause cet optimum, la thèse de l'équifinalité n'y est néanmoins pas fondamentalement suivie. Le cadre local de ces analyses revient en effet à ne considérer comme acceptables, que les variables de contrôle à proximité de l'optimum *a posteriori* identifié.

Ces analyses peuvent utiliser la forme de la surface de réponse (*e.g.* figure C.6 en page 56) au voisinage de l'optimum identifié, pour y appréhender le comportement du modèle [Sorooshian and Arfi, 1982]. Plus généralement, les **impacts de variations locales** de variables de forçage et/ou de variables de contrôle autour de l'optimum sont étudiées (*i.e.* **approche variationnelle**). Les effets numériques de ces variations sont ensuite reliés aux notions de sensibilité et d'incertitudes.

L'analyse de la forme de la surface de réponse ainsi que le calcul de variations étant directement reliés à la notion de dérivée, l'approche variationnelle est donc généralement basée sur des éléments d'analyse fonctionnelle et de calcul différentiel. Le calcul de dérivées (impacts de variations localisées de variables sur la valeur d'une fonction objectif par exemple), étant une entreprise complexe dans le contexte de la modélisation hydrologique, il est souvent mené de manière approximative, par exemple par différences finies. Les développements récents de la méthode de l'état adjoint, en particulier en hydrologie, offrent une alternative prometteuse car elle permet d'accéder à la formalisation analytique des dérivées. Pour plus d'informations sur les analyses locales ou sur les approches variationnelles, le lecteur est invité à se référer à Zin [2002]; Seo et al. [2003]; Castaings [2007]; Castaings et al. [2009].

Il est néanmoins important de noter, que les problématiques liées au contexte de la modélisation hydrologique et affectant les méthodes d'optimisation à stratégie de recherche locale d'optimum (*i.e.* multiples régions d'attraction dans les espaces de contrôle, nombreux optima locaux, discontinuité et points de non-dérivabilité dans les surfaces de réponses, zones d'insensibilités et de compensations entre les variables de contrôle), affectent aussi l'efficacité et la crédibilité des méthodes d'analyses locales. On leur préfère souvent des méthodes d'analyses plus globales, moins sensibles à ces problèmes et qui donnent ainsi une meilleure réponse au problème d'équifinalité.

(iv) Analyses de sensibilité et d'incertitudes globales

Les méthodes d'**analyses globales** rejettent le postulat adopté par les méthodes d'analyses locales, selon lequel l'ensemble des combinaisons de variables de contrôle acceptables, constitue un sous-espace compact au voisinage de l'optimum identifié [[Castaings, 2007](#)]. Les méthodes d'analyses globales **examinent de manière plus exhaustive l'espace de contrôle** et proposent des analyses de sensibilités et d'incertitudes plus générales. Elles visent en particulier, à s'affranchir des difficultés rencontrées par les analyses locales abordées précédemment.

La *Regionale Sensitivity Analysis* (**RSA**) proposée par [Hornberger and Spear \[1981\]](#) au début des années 80, est l'une des premières approches à s'être distinguée. C'est en effet à partir de cette dernière qu'a pris forme la thèse de l'équifinalité. Les différentes combinaisons (structures de modèle - variables de contrôle) y sont classifiées de manière binaire, **acceptables vs. non-acceptables** suivant un critère d'acceptation/rejet. Aucune distinction supplémentaire n'est effectuée : les combinaisons rejetées sont considérées non vraisemblables, tandis que celles acceptées sont considérées équiprobables. Les analyses de sensibilités sont ensuite menées en construisant, puis en comparant les distributions des différentes variables de contrôle associées aux ensembles acceptables ou non-acceptables.

Cette approche a ensuite été prolongée par la *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (**GLUE**) proposée par [Beven and Binley \[1992\]](#); [Beven and Freer \[2001\]](#). Ils ajoutent **une mesure de vraisemblance à chacune des combinaisons (structures de modèle - variables de contrôle)** évaluées. Celle-ci peut être directement reliée à la valeur d'une fonction objectif. [Freer et al. \[1996\]](#) ont par exemple proposé l'efficacité de Nash comme estimateur de vraisemblance. Le critère d'acceptation/rejet peut être fondé sur une valeur seuil ou un percentile de cette mesure de vraisemblance (une valeur faible voir nulle de cette dernière est associée aux combinaisons non acceptables). Finalement, la distribution de ces mesures pour chacune des combinaisons (structures de modèle - variables de contrôle), mise en relation avec une distribution de vraisemblance

potentiellement estimée *a priori*, permet d'estimer une distribution de vraisemblance *a posteriori*. Les analyses de sensibilités et d'incertitudes se font alors sur cette distribution *a posteriori*.

Le caractère incertain de la modélisation hydrologique peut aussi être entrevu par l'**approche multicritère** défendue par [Gupta and Sorooshian \[1998\]](#). Comme nous l'avons expliqué en section C - III - 2 (cf. page 53), les différentes fonctions objectif mettent invariablement l'accent sur tel ou tel aspect du pronostic simulé par le modèle. Le paradigme de cette approche est d'**exploiter plusieurs fonctions objectif pour juger ces différents aspects**. Si l'agrégation de ces diverses fonctions objectif au sein d'une fonction objectif globale (par moyenne pondérée par exemple) est parfois effectuée, [Gupta and Sorooshian \[1998\]](#); [Yapo et al. \[1998\]](#) ou encore [Vrugt et al. \[2003\]](#) ont proposé des approches permettant d'identifier et de conserver les différentes solutions optimales. Ces dernières constituent alors un ensemble de solutions acceptables, dit front de Pareto [[Pareto, 1906, 2014](#)]. C'est au travers de cet ensemble que sont ensuite évaluées les diverses sensibilités et incertitudes du modèle. Il est par ailleurs à noter qu'au travers de ces approches, des observations de différentes natures peuvent être exploitées.

Enfin, d'autres approches plus récentes comme **BATEA** [[Kavetski et al., 2002, 2006c; Kuczera et al., 2006](#)] ou **DREAM** [[Vrugt et al., 2008a,b](#)] formalisent le **paradigme bayésien** sur lequel se fonde GLUE (cf. [Vrugt and Sadeh \[2013\]](#) listant ces différentes approches). Alors que dans cette dernière approche, les sources d'erreurs et d'incertitudes sont implicitement considérées au travers de la mesure de vraisemblance, l'inférence bayésienne permet la **considération explicite d'incertitudes ou d'erreurs sur chacune des sources identifiées** (*i.e.* incertitudes sur les structures des modèles, sur les différentes variables de contrôle et sur les observations). Le paradigme bayésien permet en effet de combiner plusieurs distributions de probabilités, représentatives des incertitudes perçues, en utilisant le théorème de Bayes [[Bayes and Price, 1763](#)]. Ces approches cherchent au final à estimer des distributions de modélisations (structure de modèles - variables de contrôles) *a posteriori*, représentatives des incertitudes et des sensibilités qui leur sont associées.

Les approches globales d'analyses de sensibilités et d'incertitudes étant nombreuses et de natures parfois très différentes, nous avons seulement introduit ici, celles auxquelles nous serons amenés à nous référer ou ayant un lien avec les travaux présentés dans cette thèse. Le lecteur est invité à se référer à [Saltelli et al. \[2000\]](#); [Zin \[2002\]](#); [Castaings \[2007\]](#); [Liu and Gupta \[2007\]](#); [Vrugt et al. \[2013\]](#) pour des présentations plus exhaustives de ces approches (qu'elles soient locales ou globales). Parmi celles-ci, les méthodes d'analyses de sensibilités basées sur la décomposition de la variance exhaustivement décrite dans [Saltelli et al. \[2000\]](#) méritent selon nous, une attention particulière. Ces méthodes sont de plus en plus utilisées en modélisation environnementale [[Garam-](#)

[bois, 2012](#)]. Elles cherchent pour simplifier, à quantifier la quantité de variance de la modélisation que chacune des variables de contrôle est en mesure d'expliquer.

C - IV Conclusion

Dans ce chapitre, il a en définitive été montré qu'autant par observations que par des approches comme la modélisation et la calibration, obtenir **des connaissances parfaites des forçages météorologiques, des effets des processus hydrologiques et des pronostics hydrologiques, apparaît a priori non accessible**. Les approches de simulation et d'inversion des pluies, introduites respectivement en section A - III - 5 (*cf.* page 20) et en section A - III - 5 (*cf.* page 20), se basent elles aussi sur des modélisations et des observations imparfaites. Elles ne permettront donc vraisemblablement pas non plus d'obtenir des connaissances parfaites des éléments du système hydrologique tel que défini en section A - II (*cf.* page 11). Il en sera d'ailleurs de même pour toutes les approches présentées dans cette thèse. Le terme **connaître** *stricto sensu* du **problème hydrologique** que nous cherchons à résoudre dans cette thèse, est donc quelque peu **inadapté**. Rappelons que par ce problème, tel qu'il a été défini en section B - II - 4 (*cf.* page 26), nous cherchons à connaître les forçages, les effets des processus et les pronostics, qui forment le système hydrologique.

Nous nous proposons par conséquent, de **nuancer** ce problème hydrologique. Dans la suite de la thèse, nous chercherons ainsi à **connaître de manière raisonnable le système hydrologique**. Certes, l'ajout de ce terme, qui pourra se confondre avec **acceptable ou satisfaisant**, rend la résolution du problème hydrologique éminemment subjective, mais pourrions-nous espérer mieux qu'une telle solution ? Puisque la connaissance parfaite du système hydrologique n'est *a priori* pas accessible, nous n'aurons de toute évidence pas d'autres choix, que de nous satisfaire de connaissances raisonnables du système hydrologique. D'autant plus qu'à cette considération, s'ajoute celle de l'**utilité des connaissances** *in fine* obtenues. Bien qu'imparfaites, partielles et incertaines, les connaissances qu'apportent les observations, la calibration, la simulation ou l'inversion des pluies, peuvent aussi s'avérer utiles et donc **suffisantes**, par exemple pour prévoir les crues ou les sécheresses. Au final, une connaissance imparfaite mais utile du système hydrologique peut s'avérer tout à fait satisfaisante.

Problème hydrologique nuancé

Problème par lequel la connaissance raisonnable des trois éléments du système hydrologique est recherchée sur une période temporelle donnée.

Dans la suite dans cette thèse, nous nous proposons donc d'aborder entre autres, les problématiques de calibration, de simulation et d'inversion des pluies, en cherchant à

connaître de manière **raisonnable**, le système hydrologique.

Deuxième partie

Exploration de l'espace des connaissances

CHAPITRE D

Présentations du système hydrologique étudié et des modèles hydrologiques utilisés

D - I Introduction

Comme préalablement expliqué, nous cherchons dans cette thèse à résoudre et à proposer des moyens de résoudre un problème hydrologique commun : connaître de manière raisonnable le système hydrologique (*cf.* section B - II - 4 en page 26 puis section C - IV en page 66). Nous rappelons que ce système regroupe les forçages météorologiques, les effets des processus hydrologiques et les pronostics hydrologiques (*cf.* définition de ce système en section A - II, page 11). Il a en particulier été fait le constat que dans notre contexte (*i.e.* étude des crues cévenoles), la calibration et la simulation pouvaient apparaître comme des approches permettant de connaître de manière acceptable chacun de ces éléments et donc de résoudre le problème hydrologique. En cherchant à résoudre ce dernier, nous appréhendons et appréhenderons de manière commune ces problématiques hydrologiques classiques.

Il a aussi été montré que les approches permettant de résoudre le problème hydrologique pouvaient se visualiser dans un cadre commun appelé espace des connaissances (*cf.* section B - III - 1 en page 30). Rappelons que celui-ci se définit comme un espace à trois axes, respectivement relatifs aux trois éléments du système hydrologique et sur lesquels peuvent respectivement se positionner certaines connaissances relatives à ces

derniers. Les approches permettant de résoudre le problème hydrologique apparaissent dans ce cadre comme des vecteurs, reliant des points positionnés selon les combinaisons de connaissances qu'elles exploitent, au point positionné selon les connaissances considérées suffisantes de chacun des éléments du système hydrologique.

Dans la première partie de cette thèse, nous avons donc défini un problème hydrologique commun et introduit un cadre appelé espace des connaissances, permettant d'appréhender les approches visant à le résoudre. Dans la deuxième partie de cette thèse, nous allons désormais **résoudre et proposer des moyens de résoudre concrètement ce problème hydrologique**. L'espace des connaissances sera utilisé comme support : nous y ferons progressivement apparaître les approches qui auront été montrées capables de résoudre le problème hydrologique. Nous commencerons dans ce chapitre par les approches classiques de **calibration** et de **simulation**. Cette procédure progressive d'ajout d'approches montrées capable de résoudre le problème hydrologique à l'espace des connaissances est appelée **exploration de l'espace des connaissances**.

L'Ardèche à Vogüé a été le **bassin versant principal d'application** et d'illustration des développements méthodologiques présentés dans cette thèse. Nous débuterons ce chapitre par sa présentation. Nous présenterons aussi les **observations** apportant des connaissances sur les forçages et les pronostics (*i.e.* données de pluies, de hauteurs d'eau et de débits) qui seront exploitées. Nous introduirons et décrirons ensuite rapidement les **modèles hydrologiques** testés dans cette thèse. Ces modèles, comme nous l'avons expliqué en section A - III - 4 (*cf.* page 15), s'avèrent indispensables pour appréhender et connaître de manière satisfaisante les effets des processus. Nous présenterons enfin les résultats de calibration et de simulation.

Il est à préciser que certains paragraphes de ce chapitre sont inspirés des deux articles sur lesquels sont basés les chapitres E (*cf.* page 93) et F (*cf.* page 125).

D - II L'hydrologie cévenole

D - II - 1 Le bassin versant de l'Ardèche à Vogüé

Le développement de nouvelles méthodes permettant de résoudre le problème hydrologique par exploitation de moins de connaissances ou de connaissances différentes de celles que l'on a l'habitude d'exiger, imposait entre autres le choix d'un système hydrologique relativement bien connu. Cela s'avérait nécessaire pour interpréter les potentiels résultats de ces nouvelles approches avec suffisamment d'expérience et de recul.

Le système hydrologique d'application choisi est celui des crues cévenoles de **l'Ardèche**

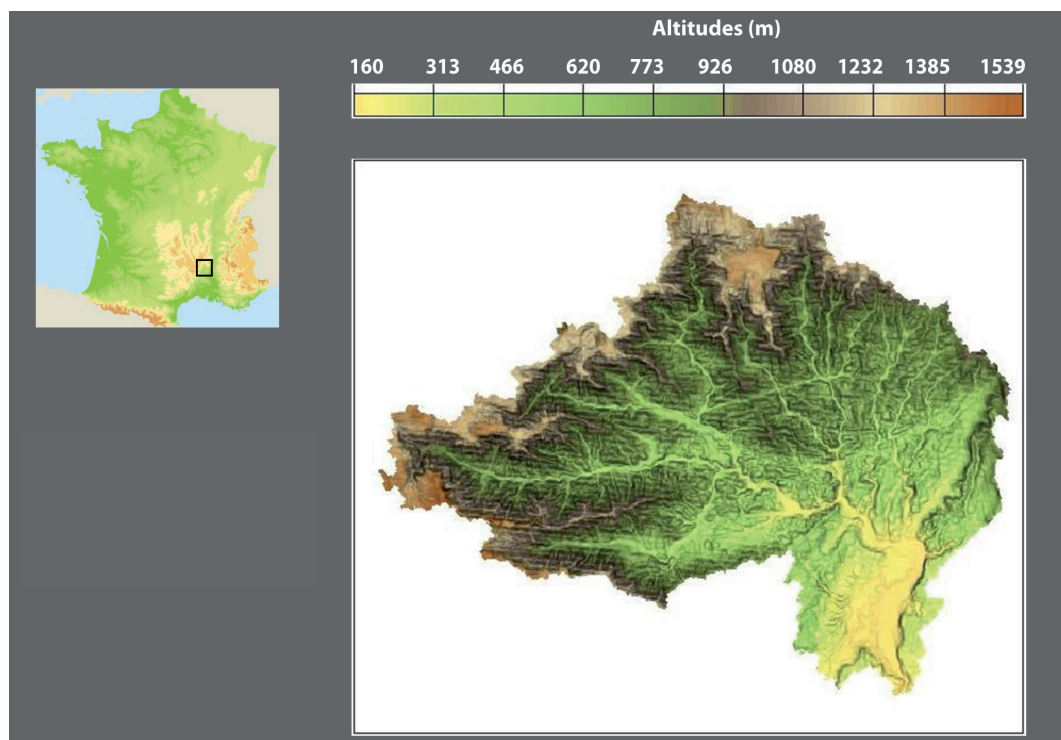


Figure D.1 – Bassin versant de l'Ardèche à Vogüé, 640km².

à Vogüé. La superficie de son bassin versant est de 640km², la superficie du bassin versant intégral de l'Ardèche étant de 2240km² à Saint Martin d'Ardèche. Il est situé dans le nord de la région des **Cévennes**, elle même située dans le sud de la France (cf. figure D.1). Cette région, du fait de sa situation géographique particulière, est fréquemment soumise à des épisodes de pluies particulièrement intenses, appelés **orages cévenols** [Delrieu et al., 2005; Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008]. Ils y provoquent des crues importantes aux effets parfois dévastateurs (cf. section A.1 en page 8). Au delà de l'importance des débits écoulés, l'une des spécificités de ces crues est leur soudaineté notamment due au faibles temps de réponses¹ des bassins versants cévenols. Celui du bassin versant de l'Ardèche à Vogüé est par exemple de l'ordre de 4 heures.

Le bassin versant de l'Ardèche à Vogüé fait partie de la fenêtre spatiale de l'OHM-CV, un observatoire de recherche en environnement consacré à l'étude des pluies intenses et des crues-éclair en région méditerranée [Delrieu, 2003]. Le système hydrologique qui se rapporte à ce bassin versant a ainsi fait l'objet de nombreuses études et applications (e.g. Datin [1998]; Zin [2002]; Saulnier and Datin [2004]; Castaings [2007]; Marty [2010]). Ces dernières sont en mesure de fournir des quantités importantes et relativement fiables de connaissances sur les forçages, les effets des processus hydrologiques et les pronostics de ce système hydrologique.

1. Intervalle de temps qui sépare le centre de gravité des pluies du pic des débits [Musy, 2005].

D - II - 2 Connaître le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé ?

Avant de présenter succinctement les données qui seront utilisées pour l'analyse de ce système hydrologique, il paraît raisonnable d'explicitier le problème hydrologique qui s'y rapporte. De manière générale, celui-ci est considéré résolu si les forçages, les effets des processus et les pronostics de ce système hydrologique sont connus de manière raisonnable sur une période temporelle donnée. C'est cette notion de **connaissance raisonnable du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé** que nous cherchons ici à approfondir.

Principalement, cette notion de connaissance raisonnable dépend du **contexte** et de l'**utilité** de l'analyse du système hydrologique (e.g. analyse scientifique minutieuse, prévision des crues, prévision des étiages, gestion de la ressource en eau spatialisée, dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, etc.). Elles définissent non seulement les variables d'intérêts mais aussi intrinsèquement un certain degré de précision et d'incertitude attendu sur les connaissances suffisantes de ces dernières.

L'analyse du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé présentée dans la suite s'inscrit dans le contexte de cette thèse : l'**étude et la prévision des crues** cévenoles. Ce contexte nous a amené en section A - III (cf. page 11) à apporter des précisions quant aux connaissances suffisantes des éléments d'un tel système hydrologique. Elles sont approfondies dans la suite de cette section.

Les **forçages météorologiques** sont réduits aux chronologies de **pluies**, notamment du fait de leur influence prépondérante dans la génération des crues cévenoles (par rapport à d'autres forçages potentiels comme la température). Compte tenu de la superficie du bassin versant et de la dynamique du système hydrologique considéré, une **description au pas de temps horaire** s'avère par ailleurs nécessaire afin de les échantillonner correctement [Obled et al., 2009]. En ce qui concerne leur résolution spatiale, une **description moyenne globale** (i.e. non spatialisée) est considérée. Il s'agit d'une hypothèse forte, qui bien que souvent admise, peut apparaître inappropriée par la description de certains épisodes orageux cévenols (e.g. Le Lay and Saulnier [2007]; Saulnier and Le Lay [2009]). Ne pas considérer la variabilité spatiale des pluies peut en d'autres termes rendre plus difficile à représenter correctement la relation pluie-débit du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé. Cela s'est néanmoins avéré dans un premier temps nécessaire pour résoudre le problème hydrologique par inversion des pluies et inversion des pluies et des paramètres (cf. chapitre E en page 93). Reconstituer des pluies moyennes à partir des débits s'aurait être en soit une première étape à réaliser avant de complexifier mathématiquement le problème en cherchant à reconstituer des pluies spatialisées. Si par ailleurs rien n'assure que cette opération soit réalisable, il s'agira là de l'une des perspectives de recherche potentiellement intéressante qui sera soulevée par cette thèse.

Les **pronostics hydrologiques** sont quant à eux réduits aux **chronologies de débit à l'exutoire du bassin versant**. Tout comme les pluies et pour des raisons similaires, leur échantillonnage temporel est **horaire**.

Enfin, rappelons qu'un **modèle hydrologique calibré** en mesure d'interpoler de manière acceptable la relation pluie-débit est considéré non seulement comme une connaissance suffisante, mais aussi recherchée des **effets des processus hydrologiques** (cf. section A - III - 4 en page 19). Les modèles hydrologiques choisis seront présentés en section D - III (cf. page 77).

En conclusion, si nous sommes en mesure de connaître les chronologies horaires de pluies moyennes et les chronologies horaires de débits pendant une période temporelle donnée et qu'un modèle hydrologique soit calibré sur cette même période temporelle, alors nous pourrions considérer le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé raisonnablement connu durant cette période. Le problème hydrologique sera alors considéré résolu.

Connaissance raisonnable du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé

Tel que considéré dans cette thèse, le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé est admis connu de manière raisonnable si, sur une période temporelle donnée : (1) une chronologie horaire de pluies moyennes est raisonnablement connue ; (2) une chronologie horaire de débits est raisonnablement connue ; (3) un modèle hydrologique calibré est en mesure d'interpoler la relation pluie-débit de manière acceptable.

D - II - 3 Observations apportant des connaissances sur les éléments du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé

Pour résoudre le problème hydrologique, les données hydrométéorologiques à disposition sur lesquelles nous pourrions éventuellement nous appuyer sont entre autres constituées de 17 chronologies observées horaires et concomitantes de pluies, de débits et de hauteurs d'eau (sélection proposée par [Castaings \[2007\]](#) et tirée de [Datin \[1998\]](#)). Ces chronologies sont toutes associées à des épisodes de crue d'envergure et de durée différente (cf. tableau descriptif D.1).

Les **pluies** moyennées sur la surface du bassin versant et définies au pas de temps horaire ont été obtenues par **krigeage** de mesures fournies par 37 pluviomètres (d'après [Datin \[1998\]](#); [Saulnier and Datin \[2004\]](#)).

Les **débits**, définis à ce même pas de temps, ont été estimés à l'exutoire du bassin versant à partir des **hauteurs d'eau** mesurées à la station hydrométrique de Vogüé. Le modèle d'observation permettant leur transformation en débits est la **courbe de tarage de référence** en pointillés noirs présentée par la figure D.2.

Table D.1 – Caractéristiques des événements sélectionnés.

Référence événement	Début événement (date)	Durée événement (jours)	Cumul des pluies (mm)	Intensité de pluies maximale (mm · h ⁻¹)	Hauteur d'eau initiale (m)	Hauteur d'eau maximale (m)	Débit initial (m ³ · s ⁻¹)	Débit maximal (m ³ · s ⁻¹)
8604	12 Nov 1986	6	266.7	12.5	0.23	4.44	3.9	855
8702	02 Avr 1987	5	175.9	9.7	0.44	4.87	11.5	1016
8703	04 Oct 1987	4	182.8	18.2	0.25	3.73	4.5	612
8704	09 Oct 1987	5	118.8	15.6	0.83	3.33	34.8	486
8705	28 Oct 1987	3	124.3	13.0	0.99	4.45	49.3	860
8706	03 Dec 1987	6	104.7	5.6	0.42	3.06	11.0	416
8801	12 Jan 1988	6	200.0	6.3	0.38	3.96	9.3	688
8902	02 Nov 1989	4	199.7	21.2	0.17	3.89	2.0	663
9003	15 Oct 1990	7	153.8	12.5	0.34	1.91	7.9	161
9203	21 Sep 1992	4	202.6	29.3	0.28	7.77	5.9	2354
9302	19 Mai 1993	4	69.6	6.3	0.44	2.61	11.7	297
9303	22 Sep 1993	5	193.3	29.9	0.24	3.57	4.2	559
9306	31 Oct 1993	7	112.7	5.5	0.51	2.26	14.7	221
9401	04 Jan 1994	6	156.2	9.6	0.38	3.82	9.3	640
9404	21 Sep 1994	5	159.3	14.3	0.44	3.99	11.5	697
9405	19 Oct 1994	5	230.5	7.2	0.66	3.93	22.2	678
9503	03 Oct 1995	5	206.6	12.5	0.61	5.76	19.5	1382

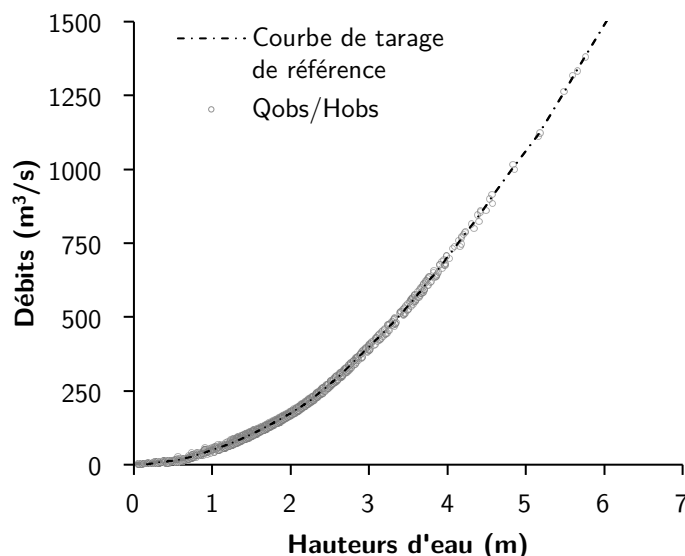


Figure D.2 – Courbe de tarage de référence utilisée pour interpoler la relation hauteurs d'eau-débit à la station hydrométrique de Vogüé. Les couples Qobs/Hobs illustrent l'instabilité limitée et négligée de cette relation sur la période temporelle considérée (cf. détails dans le texte en section D - II - 3, page 75).

Il est important de préciser que la courbe de tarage de la station hydrométrique de Vogüé n'est pas restée rigoureusement identique durant la totalité de la période temporelle considérée. Dans la figure D.2 sont en effet tracés l'ensemble des couples hauteurs d'eau/débits pour cette période temporelle (*i.e.* points Qobs/Hobs dans le figure D.2). Ces couples apparaissent légèrement dispersés autour de la courbe de tarage de référence, illustrant alors une certaine inconstance de la relation hauteur d'eau-débit sur la période considérée. Au vu de la faiblesse de cette dispersion et pour plus de simplicité, cette relation hauteur d'eau-débit a néanmoins été admise constante et seule la courbe de tarage de référence présentée par la figure D.2 a été considérée pour l'interpoler.

D - III Connaissance des effets des processus hydrologiques par modélisation, présentation des outils utilisés

D - III - 1 Considérations générales

Avant de présenter succinctement les **modèles hydrologiques** choisis pour appréhender la relation pluie-débit du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé et par conséquent pour obtenir une connaissance potentiellement suffisante de effets des processus de ce système hydrologique, nous apportons dans la suite de cette section quelques

considérations d'ordre général que ces derniers devrons respecter.

Ces modèles devront être *a priori* suffisamment **performants** pour être en mesure de proposer une représentation acceptable des effets des processus hydrologiques une fois qu'ils auront été calibrés.

Ces modèles devront aussi respecter un certain principe de **parcimonie**. Les données de calage apportant le plus de connaissances et que nous exploiterons seront des chronologies concomitantes de pluies et de débits. Or, comme expliqué en section C - III - 1 (cf. page 46), de telles données ne permettent pas de spécifier raisonnablement plus de 4-6 paramètres par modèles. Cela impose ainsi aux modèles que nous utiliserons d'être parcimonieux. Cette considération apparaîtra encore plus essentielle lorsque nous chercherons volontairement à résoudre le problème hydrologique par exploitation de données de calage apportant moins de connaissances ou des connaissances différentes de celles habituellement exigées.

Il est aussi important de rappeler que l'un des objectifs de cette thèse est de proposer de nouvelles approches permettant d'appréhender les systèmes hydrologiques. Nous visons en particulier à ce que de telles approches soient potentiellement applicables à d'autres systèmes hydrologiques et à d'autres modèles hydrologiques que ceux pour lesquels elles seront utilisées dans cette thèse. Nous souhaitons en particulier qu'elles puissent être applicables **indépendamment des modèles hydrologiques choisis** et de leurs hypothèses (e.g. manière de représenter (ou non) le processus de ruissellement) pour qu'elles puissent, comme la calibration, être considérées "*model independant*". Ainsi, nous nous proposerons de corroborer ces nouvelles approches en les appliquant à trois modèles hydrologiques, différents par leur structure (telle que définie en section C - III - 1, page 49) et respectant par ailleurs aussi les deux considérations précédentes (i.e. parcimonie et performances *a priori* suffisantes).

Ces trois modèles hydrologiques sont GR4H, un modèle dérivé du SCS appelé SCSRES dans cette thèse et TOPSIMPL. Au delà du fait qu'ils respectent ces conditions, ils ont aussi l'avantage d'avoir été abondamment appliqués, soit au système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé, soit à d'autres systèmes hydrologiques des Cévennes. Dans les trois sections suivantes, nous proposons de brèves descriptions de ces modèles afin de permettre au lecteur d'appréhender globalement leur structure et leur fonctionnement. Pour des descriptions plus complètes de ces modèles, on pourra se référer aux citations proposées.

D - III - 2 Le modèle GR4H (4 paramètres à calibrer)

Le modèle **GR4H** [Mathevet, 2005] (cf. aussi Andréassian et al. [2006]; van Esse et al. [2013]; Euser et al. [2013]) appartient à la famille des modèles GR, développés à IRSTEA². Sa structure a été développée à partir de celle du modèle GR4J [Perrin et al., 2003], **sans a priori physiques sur la transformation des pluies en débits** à l'échelle du bassin versant [Andréassian et al., 2006]. Tel que considéré dans cette thèse, le modèle a quatre paramètres à calibrer (X_1 , X_2 , X_3 et X_4).

La structure du modèle est basée sur l'**interconnexion de deux réservoirs**. Le premier est un réservoir de production, dont X_2 représente la capacité maximale. Le second est un réservoir de routage, dont X_1 représente la capacité maximale. Les deux paramètres X_2 et X_1 paramétrisent aussi les lois empiriques régissant la vidange de ces deux réservoirs. Le modèle inclut par ailleurs aussi une fonction empirique simulant des échanges souterrains (pertes ou gains) paramétrée par X_1 et X_3 et qui s'applique au réservoir de routage. Le quatrième paramètre X_4 est dédié à la paramétrisation d'un module de transfert par hydrogramme unitaire³.

D - III - 3 Le modèle SCSRES (3 paramètres à calibrer)

Le deuxième modèle utilisé est celui proposé dans la thèse d'Arthur Marchandise [Marchandise, 2007] (cf. aussi Gaume et al. [2004]; Bouvier et al. [2011]). Il s'agit d'un modèle dérivé du modèle SCS [Mishra and Singh, 2010] lui ajoutant notamment un réservoir sol. Dans cette thèse, ce modèle sera nommé **SCSRES** pour faire la distinction avec le modèle SCS. Le débit de ruissellement y est généré par **dépassement de la capacité d'infiltration des sols** (i.e. ruissellement hortonien [Horton, 1933]). Le modèle tel que considéré dans cette thèse a trois paramètres à calibrer (S , dS et w).

Un coefficient empirique de ruissèlement est calculé à chaque pas de temps (cf. expression dans Gaume et al. [2004]) et permet d'évaluer une répartition entre l'eau infiltrée et l'eau contribuant au ruissellement hortonien. Une fraction de la pluie va donc "ruisseler" sur le bassin versant. L'autre partie est stockée dans un réservoir sol dont la vidange simule un débit de base.

Le coefficient de ruissellement, calculé à chaque pas de temps, dépend de la capacité de rétention en eau des sols en début d'épisode S . Celle-ci constitue le premier paramètre

2. Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture, anciennement CEMAGREF.

3. Modélisation linéaire proposée par Sherman [1932] permettant de reconstituer la dynamique de l'hydrogramme de débit à l'exutoire du bassin versant en réponse à un incrément unitaire de pluies efficaces (i.e. partie des pluies génératrices d'écoulements immédiats ou différés, superficiels ou souterrains [Hubert, 2003])

du modèle. La vidange du réservoir sol dépend du paramètre dS . Le troisième paramètre w représente le pourcentage de cette vidange qui retourne à la rivière.

Le modèle SCSRES tel que considéré dans cette thèse utilise aussi une fonction de transfert de type hydrogramme unitaire³ identifié par la méthode DPFT⁴.

D - III - 4 Le modèle TOPSIMPL (4 paramètres à calibrer)

Le modèle **TOPSIMPL** [Saulnier, 1996] (cf. aussi Saulnier et al. [1997a,b,c]; Le Lay et al. [2007]; Le Lay and Saulnier [2007]; Saulnier and Datin [2004]; Saulnier and Le Lay [2009]) est une formalisation particulière de la famille de modèles TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979]. Ceux-ci sont basés sur le concept de **zones saturées contributives** introduit par Cappus [1960] et appliqué à l'échelle du bassin versant par Hewlett and Hibbert [1967]. Le débit de **ruissellement** issu d'un tel concept est dit **hewlettien**.

Basiquement, le modèle prédit à chaque pas de temps la distribution spatiale du contenu en eau du sol du bassin versant. Elle dépend non seulement du contenu en eau moyen global du bassin versant mais aussi d'un **indice spatialisé de similarité hydrologique**. Ces indices de similarité hydrologique prédéterminent la propension des points du bassin versant (*i.e.* pixel MNT) à se saturer en eau plus ou moins facilement au cours d'un événement. Si les indices peuvent combiner différentes variabilités spatiales des caractéristiques du bassin versant (*i.e.* topographie, épaisseurs des sols, propriété hydrodynamique des sols, *etc.*), dans la version de TOPSIMPL considérée dans cette thèse, seule la topographie est prise en compte. Les indices de similarité hydrologique se réduisent donc aux indices "topographiques". Ils sont calculés en chaque point du bassin versant (*i.e.* pixel MNT) par la formule $\lambda_i = \ln \frac{a_i}{\tan \beta_i}$, où a_i est l'aire de la portion du bassin versant drainée par le i ème point et $\tan \beta_i$ la pente du bassin versant à ce même point i [Beven and Kirkby, 1979].

Si certains points ou zones de plusieurs points arrivent à saturation en eau durant un événement hydrologique, la totalité de la pluie y tombant génère du ruissellement hewlettien. Sinon, la pluie est infiltrée dans la zone non saturée, pour potentiellement alimenter le contenu en eau moyen du bassin. Dans le modèle TOPSIMPL, les sols peuvent exfiltrer une partie de leur contenu en eau pour produire une seconde alimentation au débit de la rivière (*i.e.* en plus du ruissèlement hewlettien).

Dans le modèle TOPSIMPL tel que considéré dans cette thèse, le processus d'in-

4. Différentielle Première de la Fonction de Transfert, méthode basée sur une analyse itérative et empirique de pluies et de débits, développée initialement par le Professeur Charles OBLED de l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble, INP Grenoble [Duband, 1978; Rodriguez et al., 1989; Duband et al., 1993].

filtration dans le sol est représenté par une loi paramétrée par deux caractéristiques hydrodynamiques : la transmissivité hydraulique du sol à saturation T_0 et le paramètre m qui régit la décroissance exponentielle de la transmissivité avec la profondeur. Deux autres paramètres sont dédiés à la modélisation par réservoir de la zone racinaire : sa capacité de stockage maximale $SRMax$ (*i.e. Soil Root Max storage*) et un taux $Inter$ de pertes par évapotranspiration.

Enfin, le transfert des écoulements à l'exutoire du bassin versant est effectué par deux hydrogrammes unitaires. Le premier, identique à celui utilisé par SCSRES, est dédié au transfert des pluies ruisselées. Il est estimé par la méthode DPFT. Le second est dédié au transfert des débits d'exfiltrations des nappes, supposés délivrés au voisinage du réseau hydrographique. Ces débits sont simulés par la vidange d'un réservoir. Cette deuxième fonction de transfert est, comme expliqué par [Obled and Zin \[2004\]](#), déterminée en lien avec la géomorphologie de surface du bassin versant, en l'occurrence à partir de courbes isochrones⁵.

Nous ajoutons que dans cette thèse, les valeurs des indices de similarité hydrologique λ_i , seulement dépendantes de la topographie du bassin versant, sont issues du traitement algorithmique d'un modèle numérique de terrain (*i.e. MNT*) de la surface du bassin versant de l'Ardèche à Vogüé, d'une résolution 25m.

D - IV Premières explorations de l'espace des connaissances

D - IV - 1 Introduction

Dans les sections qui suivent, nous débutons l'exploration de l'espace des connaissances. Nous chercherons à résoudre le problème hydrologique défini en section [D - II - 2](#) (*cf. page 75*) : connaître de manière raisonnable les pluies, les débits et disposer d'un modèle hydrologique calibré en mesure de représenter de manière acceptable la relation pluie-débit du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé. Ce problème sera résolu en utilisant chacun des trois modèles hydrologiques GR4H, SCSRES et TOPSIMPL et par les approches classiques de calibration et simulation.

Ces résolutions nous permettront d'intégrer deux premiers vecteurs à l'espace des connaissances défini [B - III - 1](#) (*cf. page 30*). Comme le présente la figure [D.3](#), la calibration et la simulation apparaîtront dans cette représentation comme des vecteurs reliant les points positionnés selon les connaissances qu'elles exploitent, au point pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante. La **calibration**

5. Points du réseau hydrographique à partir desquels les quantités d'eau s'écoulent avec la même durée jusqu'à l'exutoire du bassin versant

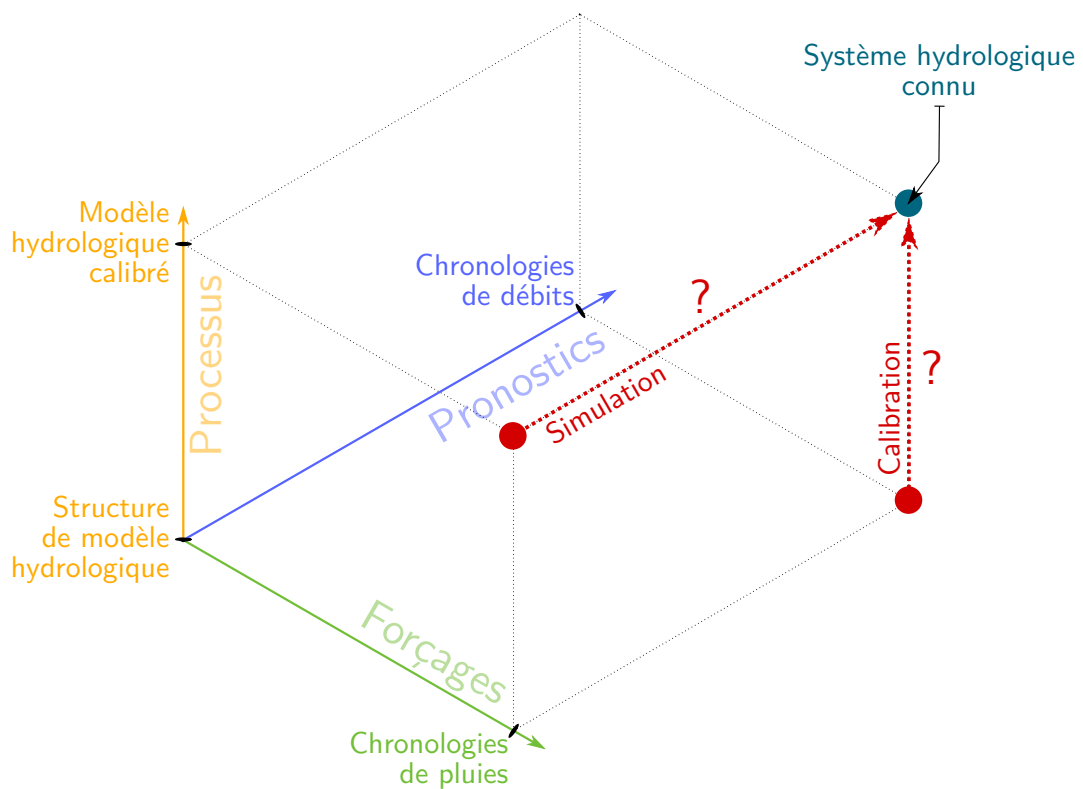


Figure D.3 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant la calibration et la simulation. Ces deux approches permettront, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

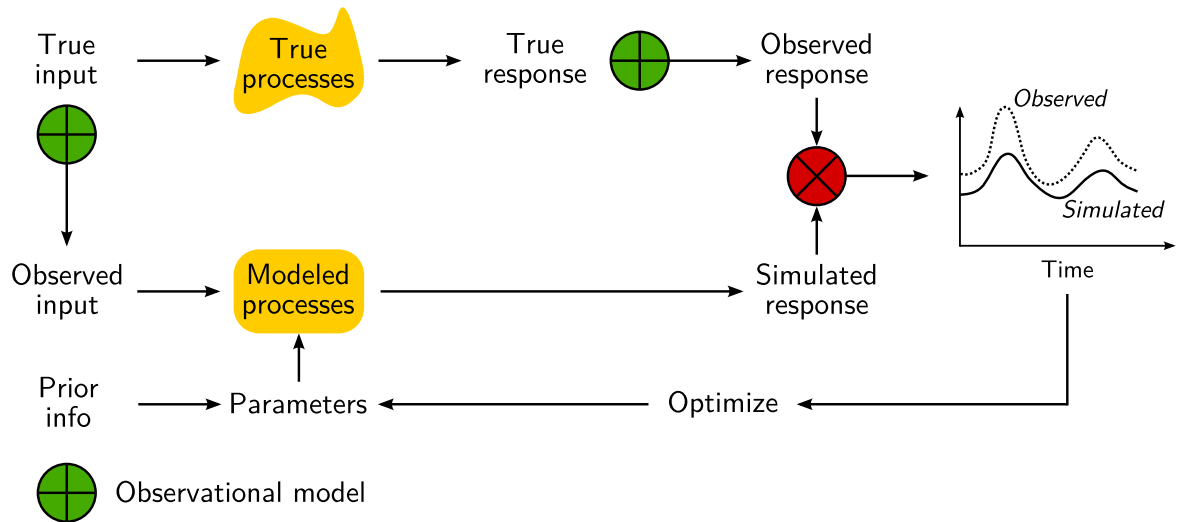


Figure D.4 – Vue d’ensemble du processus de calibration (tiré et modifié de [Vrugt et al. \[2008a\]](#)).

permettra ainsi de rejoindre ce point en partant de la combinaison de connaissances : **chronologies de pluies & chronologies de débits & structure de modèle hydrologique**. La **simulation** permettra quant à elle de rejoindre le point “système hydrologique connu” en partant de la combinaison de connaissance : **chronologies de pluies & modèle hydrologique calibré**.

D - IV - 2 Calibration

IV - 2 - a Approche

Les résultats que nous présenterons ci-après sont issus d’une approche de calibration classique par laquelle nous avons cherché à estimer les valeurs de paramètres selon la procédure que résume la figure D.4. Cette approche a été présentée en section C - III - 2 (cf. page 49). Nous invitons le lecteur à s’y référer pour une vue d’ensemble de cette dernière que nous ne décrivons pas ici.

Concrètement, nous avons cherché à identifier pour chacun des modèles, le jeu de paramètres minimisant les écarts entre d’une part les débits simulés par le modèle en réponse aux pluies observées présentées dans le tableau D.1 (cf. page 76) et d’autre part, la réponse observée à ces pluies, les débits observés présentés dans ce même tableau D.1 (cf. page 76). Comme cela a été expliqué en section C - III - 2 (cf. page 51), la solution de ce problème est sujette non seulement au choix de la mesure de performance qui quantifie l’écart entre débits observés et débits simulés (*i.e.* fonction objectif) mais aussi

à l'algorithme d'optimisation qui cherche à identifier le jeu de paramètres la minimisant.

L'écart entre débits observés et simulés a été évalué par l'**efficience de Nash** [[Nash and Sutcliffe, 1970](#)] (cf. équation C.2 et description en section C - III - 2 en page 54). Cette fonction objectif, utilisée de façon prépondérante pour la calibration des modèles hydrologiques, a été choisie du fait que : (1) elle soit couramment utilisée dans le domaine de l'hydrologie ; (2) elle permette une mesure de la "bonne" reconstitution de la dynamique temporelle des débits simulés ; (3) elle permette une mesure de la "bonne" reconstitution des volumes de crues générés (à la différence par exemple du coefficient R^2 qui ne mesure que la vraisemblance de la dynamique temporelle (cf. équation C.3 en page 55)). Pour rappel, une valeur de Nash égale à 1 signifie que la simulation est parfaite. Selon les cas, une valeur de Nash de l'ordre de 0.75 ou 0.8 signifie typiquement que la simulation peut être considérée raisonnable compte tenu de toutes les incertitudes qui entourent la modélisation, les observations et la calibration (cf. section C - III - 2 en page 59 abordant les problématiques liées aux incertitudes).

Dans cette thèse, les modèles hydrologiques utilisés n'ont pas plus de 4 paramètres à calibrer (*i.e.* complexité raisonnable) et leur espace des paramètres ne présentent par ailleurs pas de problèmes de multi-modalités (cf. section C - III - 2 en page 56). Diverses stratégies de recherche d'optimum locales et globales ont par conséquent pu être employées. Les résultats que nous présenterons sont issus d'une méthode à stratégie de recherche locale employant une approche à direction de descente de type **Quasi-Newton, avec mise à jour de la matrice Hessienne par le méthode BFGS** (cf. description de cette méthode dans [Nocedal and Wright \[1999\]](#) et [Bonnans et al. \[2006\]](#)).

Pour simplifier, les algorithmes de types Newton et Quasi-Newton sont des procédures itératives visant à minimiser une fonction objectif selon la relation de récurrence suivante : $\theta^{(k+1)} = \theta^{(k)} + \alpha^{(k)} \cdot d^{(k)}$. θ représente le vecteur des paramètres à estimer, d représente un vecteur de direction de descente et α représente un pas de descente dans cette direction. Ce pas de descente est typiquement ajusté de façon à respecter les conditions de [Wolfe \[1969\]](#), conditions visant à faire décroître "suffisamment" la fonction objectif. Dans la méthode de Newton, la direction de descente est calculée à partir du gradient et de la matrice des dérivées secondes (*i.e.* matrice Hessienne) de la fonction objectif à optimiser. Cependant, du fait que le coût de calcul de ces dérivées secondes apparaisse typiquement relativement important, dans les algorithmes types Quasi-Newton, la matrice Hessienne n'est pas calculée mais estimée de façon approximative par des méthodes comme celle de Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (*i.e.* BFGS) utilisée dans cette thèse.

Les résultats de cette méthode d'optimisation à stratégie de recherche locale ont de plus été confrontés et validés par une méthode à stratégie de recherche globale purement stochastique. Chacun des espaces des paramètres des trois modèles hydrologiques a ainsi été aléatoirement et exhaustivement exploré (*i.e.* échantillonnage Monte-Carlo). 100000

jeux de paramètres ont été testés pour chacun des modèles.

IV - 2 - b Qu'en est-il des conditions initiales ?

Il est important de rappeler que rigoureusement, pour terminer l'étalonnage d'un modèle, se doivent d'être spécifiées non seulement les valeurs des paramètres mais aussi spécifier celle des **conditions initiales** et aux limites de leurs éventuelles variables d'état (cf. section C - III - 2 en page 51). Les niveaux d'eau de tous les différents réservoirs conceptuels de chacun des modèles hydrologiques (e.g. production, sol, routage, zones racinaire, etc.) constituent en l'occurrence de telles variables d'état. Toutes leurs valeurs initiales constituent alors pour chaque modèle, un jeu de conditions initiales à spécifier pour chacune des simulations à effectuer.

Dans l'analyse de séries temporelles, l'influence des conditions initiales sur le pronostic du modèle diminue à mesure que l'on s'écarte de la date initiale de la simulation [Vrugt et al., 2008b]. Cela amène donc parfois à négliger leur influence et par conséquent leur spécification, notamment pour les modèles fonctionnant de manière continue. En revanche, pour des modèles appliqués en **événementiel**, comme cela est le cas de cette thèse, la spécification des conditions initiales ne doit pas être négligée.

L'objectif de telles applications modèles est d'appréhender les effets des processus hydrologiques dans des circonstances hors du commun, lors d'événements de crue particuliers et potentiellement singuliers. L'étalonnage des modèles vise alors ce qu'ils représentent au mieux et spécifiquement les effets des processus hydrologiques sur des forçages météorologiques eux aussi particuliers, dans des situations de potentielles crues. Pour de telles applications alors événementielles et qui s'avèrent typiquement de courtes durées, l'influence des conditions initiales sur les débits simulés peut s'avérer conséquente. La spécification des conditions initiales ne doit donc pas être négligée, surtout si on cherche à connaître les débits quelques heures après la date initiale de la simulation.

Dans cette thèse, les modèles ont été appliqués en événementiel sur les 17 chronologies présentées dans le tableau D.1 (cf. page 76). Nous avons par conséquent à spécifier potentiellement 17 jeux de plusieurs conditions initiales pour chacun des modèles. Cependant, les quantités de données *a priori* nécessaires pour ajuster correctement ces nombreuses valeurs s'avéraient trop faibles ou inappropriées. Nous avons donc fait l'hypothèse que les débits à l'exutoire de bassin versant en début d'événement n'étaient issus que du processus d'exfiltration des sols. En assimilant la vidange du réservoir de routage de GR4H, celle du réservoir sol de SCSRES et la vidange du contenu en eau moyen du bassin versant simulée par TOPSIMPL à l'effet de ce processus d'exfiltration des sols, nous avons alors pu réduire à une le nombre de conditions initiales à ajuster en début de simulation pour chacun des modèles : le niveau initial du réservoir de routage

Table D.2 – Résultats des calibrations des modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES.

Modèles	Paramètres	Valeurs optimisées	Bornes inférieures	Bornes supérieures	Efficiences de Nash
TOPSIMPL	T_0	0.432	0.1	10.0	0.84
	m	0.030	0.01	0.1	
	$SRMax$	0.029	0.0	0.05	
	$Inter$	0.0	0.0	0.001	
GR4H	$X1$	0.324	0.05	0.5	0.83
	$X2$	0.024	0.01	0.2	
	$X3$	-0.0017	-0.01	0.0	
	$X4$	2.31	1.0	8.0	
SCSRES	S	0.191	0.05	0.5	0.80
	dS	0.005	0.0001	0.05	
	w	1.0	0.5	1.0	

de GR4H, le niveau initial du réservoir sol de SCSRES et le contenu en eau moyen initial du bassin versant dans TOPSIMPL. Ces conditions initiales ont ensuite pu être ajustées lors d'une procédure d'initialisation automatique, de façon à ce que la valeur du débit simulée par le modèle en début d'événement soit la plus proche possible, voire égalise la valeur observée du débit à ce même instant. Leurs autres variables d'état ont par défaut été initialisées à leur valeur minimale. Les autres réservoirs des modèles sont donc admis comme étant "vides" en début d'événement.

IV - 2 - c Résultats de calibration

Le tableau D.2 (cf. page 86) présente les résultats de calibration de chacun des modèles. Leurs bornes inférieures et supérieures spécifiées *a priori* et définissant leur espace des paramètres y sont aussi présentées. Les efficacités de Nash globales sont calculées entre la concaténation des 17 chronologies de débits observés et la concaténation des 17 chronologies de débits simulés. Ces valeurs étant toutes de l'ordre de 0.8, **la capacité des modèles à reproduire les débits observés** (*i.e.* leur performance) peut donc être considérée **acceptable** sur l'ensemble des événements.

Afin de valider plus "localement" ces résultats de calibration (*i.e.* par événements), nous avons utilisé l'approche proposée par [Le Lay and Saulnier \[2007\]](#). Les 17 événements considérés ont ainsi été simulés par les trois modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES calibrés. Pour chacun des événements, les efficacités de Nash entre les débits observés et les débits simulés ont ensuite été calculées (cf. valeurs dans le tableau D.3). Ces dernières ont ensuite été tracées dans la figure D.5 sous formes de trois distributions de fréquences cumulées associées à chacun des modèles. Ces distributions ont été calculées comme suit :

Table D.3 – Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et les débits simulés par les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES calibrés, pour chacun des événements disponibles.

Références événements	Efficiences de Nash		
	TOPSIMPL	GR4H	SCSRES
8604	0.95	0.94	0.95
8702	0.79	0.78	0.79
8703	0.78	0.47	0.40
8704	0.80	0.70	0.81
8705	0.90	0.86	0.65
8706	0.64	0.61	0.67
8801	0.89	0.92	0.91
8902	0.75	0.42	0.01
9003	-0.88	-1.06	-2.41
9203	0.67	0.74	0.69
9302	0.30	0.02	0.31
9303	0.78	0.64	0.67
9306	0.73	0.88	0.97
9401	0.89	0.88	0.90
9404	0.93	0.92	0.96
9405	0.75	0.87	0.94
9503	0.91	0.94	0.88

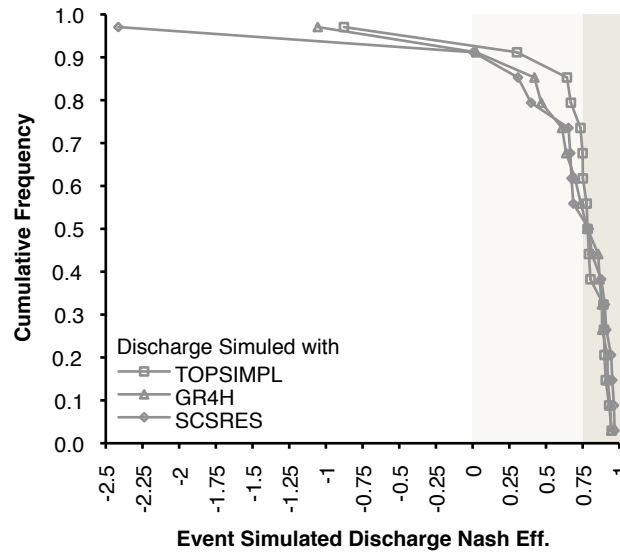


Figure D.5 – Distributions cumulées des efficacités de Nash des 17 événements simulés par les trois modèles calibrés.

(1) pour chacun des modèles, les efficacités de Nash de chacun des événements ont été ordonnées de la meilleure à la plus faible; (2) la valeur de la fréquence cumulée f_i , la probabilité pour une efficacité de Nash de l'un des événement d'être supérieur à la i ème plus importante efficacités parmi un ensemble de N efficacités, a ensuite simplement été calculée par la formule suivante : $f_i = \frac{i - 0.5}{N}$ [Maidment, 1993]. En rappelant que l'efficacité de Nash se définit dans l'intervalle $[-\infty; +1]$ et se rapproche de 1 pour de bonnes simulations, alors plus les distributions de fréquences cumulées apparaissent justement proche de cette valeur et donc décalées vers la droite dans la figure D.5, meilleures peuvent être considérées les performances des modèles.

La figure D.5 présente les distributions pour les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES calibrés. Il peut être constaté que **leurs performances par événements sont globalement satisfaisantes et équivalentes**. Pour chacun des modèles, environ la moitié des 17 événements ont des efficacités de Nash supérieures à 0.75, valeur permettant de considérer les simulations de ces événements satisfaisantes (points situés dans la partie marron de l'arrière plan de la figure D.5). Un seul et unique événement est particulièrement mal représenté (efficacité de Nash négative). Ce dernier est en l'occurrence le même pour les trois modèles (référence 9003 dans les tableaux D.1 et D.3). Pour cet événement, les paramètres estimés par calibration sur l'ensemble des événements semblent inadaptés.

En étant forcés par les chronologies de pluies observées, les modèles apparaissent en mesure de représenter de manière raisonnable la majorité des débits connus par observation (*i.e.* performances numériques acceptables). La manière dont ils représentent la

relation pluie-débit et donc les effets processus hydrologiques après calibration peut donc être considérée satisfaisante. En nous basant de plus sur la bibliographie conséquente portant l'analyse de la robustesse et plus généralement de la calibration de ces modèles (e.g. [Saulnier \[1996\]](#); [Datin \[1998\]](#); [Perrin \[2000\]](#); [Zin \[2002\]](#); [Mathevet \[2005\]](#); [Castaings \[2007\]](#); [Marchandise \[2007\]](#); [Marty \[2010\]](#); etc. et citations proposées dans la présentation des modèles), nous considérons **les trois modèles hydrologiques raisonnablement calibrés**.

Considérer qu'après cette étape de **calibration**, les modèles hydrologiques soient en mesure de représenter de manière acceptable les effets des processus du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé, nous permet de considérer le **problème hydrologique résolu** sur la période temporelle considérée. Les chronologies de pluies et de débits observées, données de calage fournies pour la calibration, constituent en effet des connaissances raisonnables et suffisantes des forçages et des pronostics du système hydrologique. La calibration a quant à elle permis d'obtenir des modèles hydrologiques calibrés interpolant raisonnablement la transformation des pluies en débits et donc les effets des processus hydrologiques tels que considérés dans cette thèse. Elle achève donc de fait l'identification raisonnable du système hydrologique pour chacun des modèles.

D - IV - 3 Quelques mots sur la simulation

Tel que défini dans cette thèse, la simulation consiste à exploiter des connaissances suffisantes à propos des forçages météorologiques (*i.e.* chronologie de pluies) et à utiliser un modèle hydrologique calibré pour estimer un pronostic hydrologique inconnu (*i.e.* chronologie de débit). Or, les trois modèles que nous utilisons dans cette thèse ont exhaustivement été testés, analysés et validés par de nombreux auteurs (*cf.* citations précédentes en page 88). En admettant leurs conclusions, nous considérons **les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES** capable d'estimer de manière acceptable des débits de crue. Cela nous amène de fait à **valider la résolution du problème hydrologique par simulation**. En associant les connaissances exploitées par cette approche à celles amenées par ses résultats, tous les éléments du système hydrologique considéré dans cette thèse s'avèrent en effet raisonnablement connus après son application. D'une part, les chronologies de pluies observées et le modèle hydrologique calibré, connaissances fournies pour effectuer une simulation, constituent des connaissances suffisantes des forçages météorologiques et des effets des processus hydrologiques. Les débits simulés constituent d'autre part, une connaissance suffisante des pronostics hydrologiques et achèvent ainsi l'identification raisonnable du système hydrologique.

Il est tout de même important de préciser qu'admettre les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES capables d'estimer des débits de crue n'est rigoureusement pas suffisant pour

considérer le problème résolu par simulation. En effet, si aucune connaissance relative aux pronostics n'est disponible, alors la valeur du débit observé en début d'événement et permettant l'**initialisation des modèles** telle que définie en section D - IV - 2 (cf. page 85), est par conséquent elle aussi indisponible. Cela peut rendre **problématique** cette opération.

Il est toutefois possible de résoudre cet apparent problème par diverses approches. Les modèles peuvent notamment être initialisés à des valeurs par défaut et débiter leur simulation à un temps suffisamment précoce par rapport à l'événement de crue pour que la condition initiale soit moins sensible. Il est également possible d'initialiser le modèle en utilisant d'autres outils de modélisation reproduisant par exemple l'évolution temporelle de l'état hydrique des sols [Pellenq, 2002]. Dans le pire des cas, il peut aussi être envisagé de considérer que le problème hydrologique puisse être résolu par la simulation en n'utilisant non pas aucune connaissance sur les pronostics hydrologique, mais une unique valeur de débit initial.

D - V Conclusion

Ce chapitre avait deux objectifs :

- **Présenter le système hydrologique particulier des crues de l'Ardèche à Vogüé et les connaissances qui s'y rapportent.** Il s'agit du système hydrologique sur lequel nous nous sommes proposé de valider et validerons certaines résolutions du problème hydrologique.
- **Débuter l'exploration de l'espace des connaissances** en cherchant à résoudre le problème hydrologique par les approches classiques de **calibration** et de **simulation**.

Ces deux objectifs ont tout deux été atteints de façon satisfaisante.

Les résolutions du problème hydrologique par calibration et par simulation nous permettent aussi de faire apparaître ces approches dans l'espace des connaissances comme des vecteurs reliant les points positionnés selon les connaissances qu'elles exploitent, au point pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante. La calibration relie ainsi la combinaison de connaissances : **chronologies de pluies & chronologies de débits & structure de modèle hydrologique** au point "Système hydrologique connu". La simulation relie elle ce point en partant de la combinaison de connaissances : **chronologies de pluies & modèle hydrologique calibré**.

De ce chapitre ressort par ailleurs un certain nombre de données et de **résultats qui pourront servir de référence** pour valider les approches introduites dans la suite de la

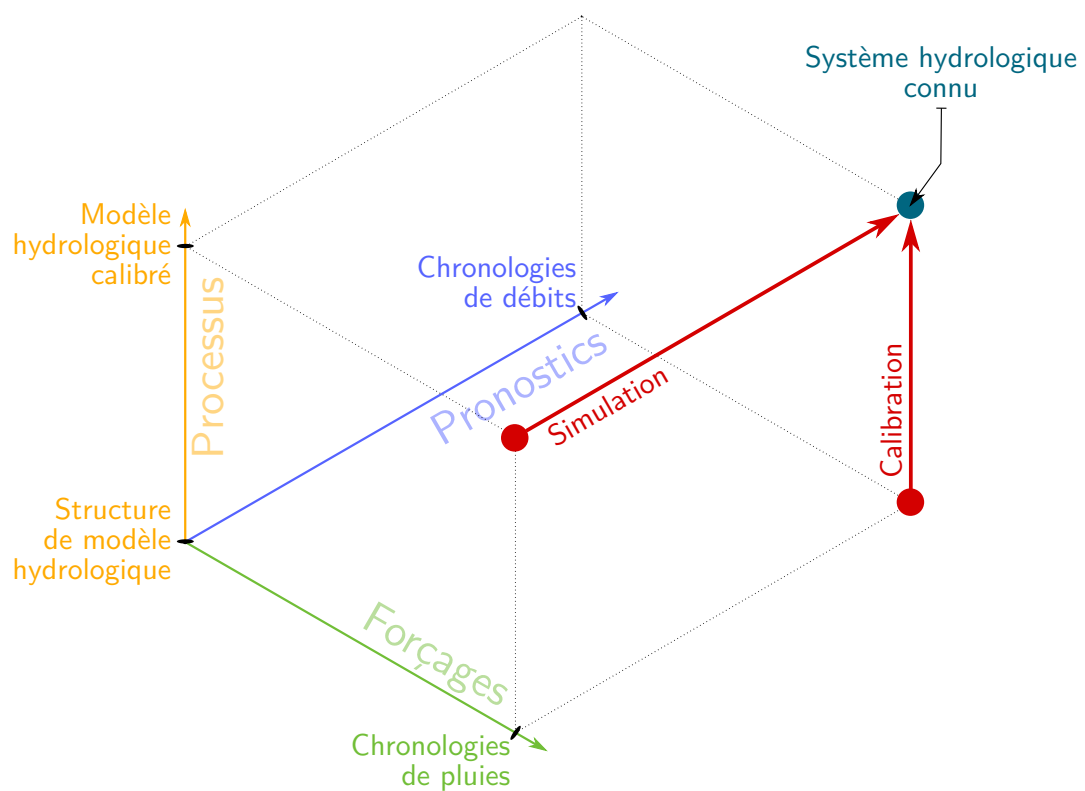


Figure D.6 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant la calibration et la simulation. Ces deux approches ont été prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

thèse. Dans les prochains chapitres, seront en effet présentées des méthodes permettant d'appréhender le problème hydrologique avec moins de connaissances ou des connaissances différentes de celles habituellement exigées. Pour être potentiellement validés, les résultats de ces méthodes obtenus dans ces contextes différents, devront être comparés à des références pouvant être considérées relativement fiables. Du fait du nombre conséquent d'études ayant portées sur le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé, nous pourrons considérer comme telles les données hydrométéorologiques présentées dans ce chapitre. Les paramètres estimés en calibration seront eux aussi considérés comme des références. Obtenus à partir de connaissances relativement importantes à propos de certains éléments du système hydrologiques (*i.e.* chronologies concomitantes de pluies et de débits) en comparaison de celles qui seront exploitées par les méthodes présentées ultérieurement, ils constituent en effet *a priori* le "mieux" que nous puissions obtenir en ce qui les concerne. En définitive, dans la suite de cette thèse, nous considérerons que les méthodes proposées sont en mesure de résoudre le problème hydrologique si leurs résultats (*i.e.* chronologies de débits, de pluies et/ou valeurs des paramètres des modèles) s'avèrent comparables à ceux obtenus dans ce chapitre.

CHAPITRE E

Connaître le système hydrologique avec peu de connaissances relatives aux forçages météorologiques ?

E - I Préambule du chapitre

Dans le chapitre précédent, le problème hydrologique considéré dans cette thèse a été résolu par les approches classiques de calibration et de simulation. Cependant, comme l'illustre la représentation de l'espace des connaissances proposée par la figure E.1, ces approches nécessitent certaines connaissances particulières pour amener celles de chacun des éléments du système hydrologique. Alors que la première nécessite des chronologies concomitantes de pluies et de débits pour calibrer une structure de modélisation donnée, la deuxième nécessite des chronologies de pluies ainsi qu'un modèle hydrologique calibré pour simuler des chronologies de débits.

Pour de multiples raisons, certaines de ces connaissances *a priori* nécessaires pourraient néanmoins s'avérer erronées ou indisponibles. Les seules données disponibles pourraient aussi n'apporter que des connaissances partielles sur certains éléments du système hydrologique. Comme abordé en section A - III - 5 (cf. page 20), les **connaissances portant sur les forçages météorologiques** et en particulier sur les pluies, peuvent par exemple s'avérer **inappropriées** (e.g. quantification à des échelles spatio-temporelles non

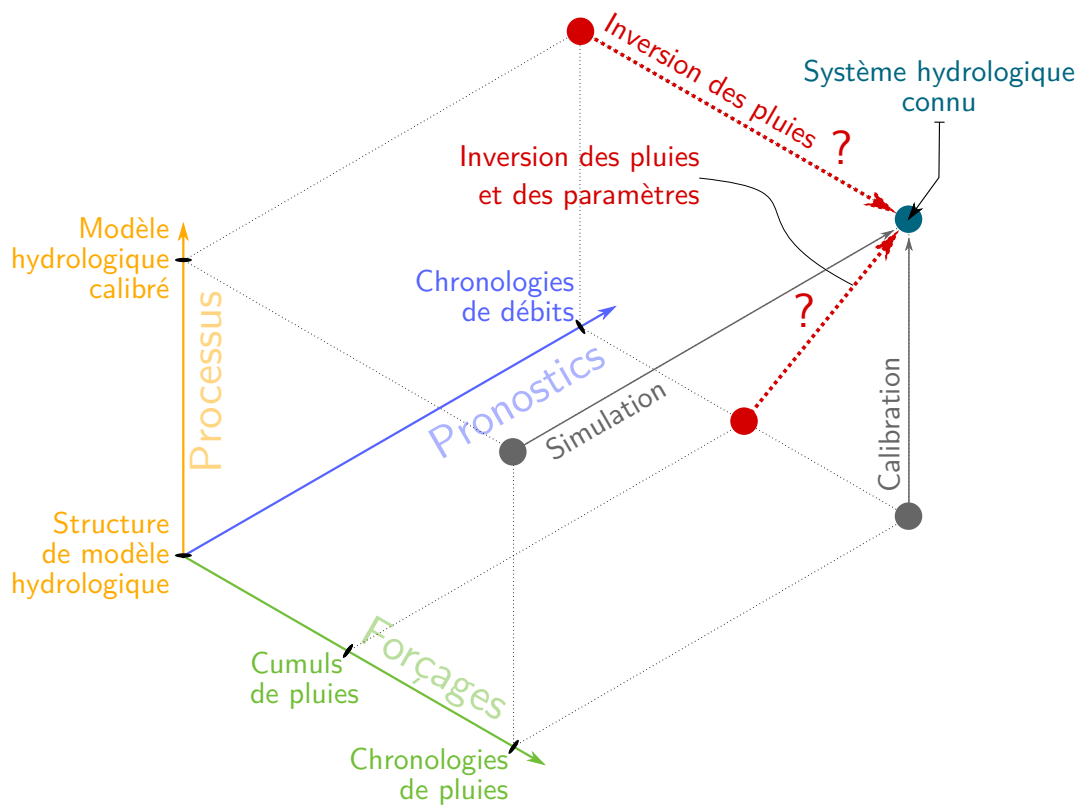


Figure E.1 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant les approches d'inversion des pluies et des paramètres et d'inversion des pluies qui seront prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissance (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

significatives vis à vis des processus hydrologiques et de leurs effets), **partielles** (e.g. seuls les cumuls de pluies sont connus) ou encore **inexistantes** (e.g. perte des instruments de mesures ou de communication). Dans de telles situations, résoudre le problème hydrologique et donc obtenir une connaissance raisonnable du système hydrologique apparaît inaccessible par les approches de calibration et de simulation. C'est pourquoi, dans ce chapitre, nous chercherons à développer des méthodes permettant de **résoudre le problème hydrologique avec peu ou pas de connaissances relatives aux forçages météorologiques**. Comme l'illustre la figure E.1, nous prolongerons ainsi l'exploration de l'espace des connaissances initiée au chapitre précédent.

Nous proposerons dans un premier temps une nouvelle méthode permettant d'obtenir une connaissance raisonnable des éléments du système hydrologique sans celle des paramètres des modèles hydrologiques, ni celle de la dynamique temporelle des pluies. Cette méthode sera donc prouvée capable de résoudre le problème hydrologique en **exploitant seulement des chronologies de débits, des cumuls événementiels des pluies** et une structure de modèle hydrologique donnée. Elle permettra en particulier de **spécifier les paramètres** d'un modèle hydrologique **sans la connaissance de la dynamique temporelle des pluies**. Celle-ci correspond en définitive à une approche nouvelle que nous appelons dans cette thèse **inversion des pluies et des paramètres**. Cette approche apparaîtra *in fine* dans l'espace des connaissances comme un vecteur reliant, le point positionné selon le combinaison de connaissances qu'elle exploite : **cumuls de pluies & chronologies de débits & structure de modèle hydrologique** ; au point pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante (cf. figure E.1). Comme expliqué en section B - III - 3 (cf. page 32), le contenu informatif d'un cumul de pluies peut intuitivement être considéré inférieur à celui d'une chronologie de pluies. C'est la raison pour laquelle le cumul de pluie se positionne donc plus proche de l'origine qu'une chronologie de pluies sur l'axe des connaissances portant sur les forçages météorologiques dans l'espace des connaissances.

Le problème hydrologique sera dans un deuxième temps résolu par une nouvelle méthode d'**inversion des pluies** (cf. description de cette approche récente en section A - III - 5, page 20). Celle-ci s'avéra être une application particulière de la méthode d'inversion des pluies et de paramètres. Elle permettra en effet de **remonter à des chronologies inconnues des pluies** par exploitation de chronologies de débits et en utilisant un modèle hydrologique à paramètres connus. La méthode proposée validant la résolution du problème hydrologique par inversion des pluies, cette approche apparaîtra alors dans l'espace des connaissances comme un vecteur reliant, le point positionné selon le combinaison de connaissances qu'elle exploite : **chronologies de débits & modèle hydrologique calibré** ; au point pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante (cf. figure E.1).

Ce chapitre sera principalement basé sur [Michon et al. \[soumis.a\]](#), article que nous proposons ci-après. Celui-ci présentera la méthode d'inversion des pluies et des paramètres. Les résultats issus de son application au système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé y seront présentés et discutés. Pour des besoins scientifiques, l'application de la méthode d'inversion des pluies et des paramètres dans un cas particulier où les paramètres étaient connus et sans l'utilisation du cumul des pluies, a par ailleurs été préalablement validée. Cette application particulière constitue la méthode d'inversion des pluies proposée dans cette thèse. Les résultats de cette validation n'étant pas présentés dans l'article, nous les proposons dans une courte section qui le suivra. Une conclusion incluant un résumé du chapitre et de l'article, ainsi que des perspectives relatives aux approches présentées terminera ce chapitre.

Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identification of parameters values and rainfall time series.

T. Michon¹, G.M. Saulnier¹, W. Castaings²

Abstract. Rainfall-runoff models classically need to calibrate their parameters using rainfall-discharge records. This procedure may be impacted by rainfall uncertainty and questions the relevancy of calibrated parameters values. Some recent papers already addressed this question suggesting new approaches, as the “hydrology backward” approach of *Kirchner* [2009]. This paper would like to contribute to these studies. It is shown that such methods could be extended to non analytical rainfall-runoff models. Applied to the Vogüé catchment (Cévennes Vivarais region, South of France) where severe flash-floods may occur, the suggested heuristic inversion method showed to be able to identify in a same step both hourly rainfall time series and rainfall-runoff model parameters values. While no evidence was shown that the inverted parameters values using coarse rainfall data (the total areal rainfall of each storm event) were more physically meaningful, these parameters gave relevant discharges simulations similar to those obtained by a classical calibration. More interesting results could be obtained when comparing the inverted hourly rainfall time series to the rainfall obtained by kriging raingauges. Some analysis proved that the inverted rainfall could even be considered at least as meaningful as the observed rainfall. This attempt to invert non analytical rainfall-runoff models would now gain to be challenged on various hydrological contexts where several hydrological processes interact in the discharges genesis.

1. Introduction

Rainfall-runoff models parameters values may be difficult to set. Either because parameters are physically-based but can no be measured at the model scale (e.g. how to measure the equivalent soil hydraulic conductivity at a DTM pixel size ?) or parameters can not be seen as a simple function of field data (e.g. which field data help in specifying storage capacities in a hydrological cascade model ?), a calibration step is often required to set up a rainfall-runoff model on a specific catchment.

Calibration step usually requires some rainfall and discharge concomitant observed data. For a given parameters values combination, discharges can be calculated by the rainfall-runoff model using the observed rainfall. Calculated discharges can then be compared to observed discharges by the mean of statistical criteria (e.g. Nash criteria, see *Nash and Sutcliffe* [1970]). By testing several parameters values an optimal parameters values combination can then be sought by maximising or minimising a cost function (maximising if the cost function is classically the Nash criteria).

Obviously, rainfall-runoff models are imperfect and depict partly the complex interactions between physical processes taking place on field. This leads to imperfect hydrological simulations. Calibrated parameters values are then a compromise between “true” parameters values and errors compensation due to the lack of knowledge described in the considered rainfall-runoff model.

But observed rainfall uncertainties may also impact the calibration step of rainfall-runoff models. Many reasons can lead to uncertainties when estimating rainfall: rain-gauge technical ability of measuring severe rainfall intensities, poor spatial or temporal resolution raingauges sampling, etc. Many studies quantified or considered the effects of rainfall uncertainties on rainfall-runoff models calibration and calculated discharges reliability (see for examples *Sun et al.* [2000]; *Seo et al.* [2003]; *Carpenter and Georgakakos* [2004]; *Borga et al.* [2006]; *Oudin et al.* [2006]; *Bárdossy and Das* [2008]; *Moulin et al.* [2009]; *Saulnier and Le Lay* [2009] or reviews in *Andréassian et al.* [2001]; *Croke et al.* [2008]; *Vrugt et al.* [2008]).

In recent years, some studies suggested methods to better taking into account rainfall uncertainties during the calibration of rainfall-runoff models. This was done by allowing to modify observed rainfall time series using more or less correction factors. Instead of setting these correction factors by independant means (rainfall reanalyses, cross-validation, etc.), these studies suggested to consider these rainfall correction factors at the same level as the rainfall-runoff models parameters when performing calibration. The number of optimal parameters values to be sought during the calibration step is then increased by the number of rainfall correction factors. For example, *Lamb* [1999] suggested to adjust a single homotetic factor to rainfall intensities values at each time step, allowing thus to adjust the overall rainfall volume of all storm events. Some other studies such as *Kavetski et al.* [2002, 2006a] and *Kuczera et al.* [2006] also introduced homotetic rainfall correction factors but identified independantly for each storm event total rainfall volume (this was done using the Bayesian Total Error Analysis (BATEA) framework). Same idea was also suggested in *Ajami et al.* [2007] or *Vrugt et al.* [2008] and was validated experimentally by *McMillan et al.* [2011]. In a similar way *Valéry et al.* [2010] calibrated orographic gradient of precipitation and air temperature gradient (for solid from liquid precipitation discrimination) which can also be seen more or less as homotetic factors calibration of rainfall data.

¹EDYTEM (Environments, Dynamics and Mountains Territories), CNRS, University of Savoie, UMR5204, Campus Scientifique, Savoie Technolac, F-73376 Le Bourget du Lac, France

²TENEVIA, Immeuble CEDRAT, 15 Chemin de Malacher, Innovallée, FR - 38240 Meylan, France

A new idea recently raised that instead of adjusting rainfall measurements, rainfall time series could be calculated by rainfall data independent means and then compared to observed rainfall data. In this new approach, rainfall time series are inferred by the inversion of analytical hydrological models using previously specified parameter values. For example, *Kirchner* [2009] showed that rainfall time series may be fairly and directly inferred from discharge time series by inverting an analytic hydrological model used for the study (mentioned as “doing hydrology backward” in this paper). Same approach were used by *Teuling et al.* [2010], *Krier et al.* [2012] and without an analytic model by *Herrnegger et al.* [2014]. Instead of using discharge data, *Brocca et al.* [2013] inferred rainfall time series from soil moisture observations by inverting also an analytic model. Such approaches were shown to be useful for correcting biased forcing data or for improving their knowledge where direct measurements may be hard to obtain (e.g. snowmelt in *Teuling et al.* [2010]).

This paper would like to contribute to these methods which estimate the rainfall using observed discharge data and by inverting a rainfall-runoff model. This paper will in particular show that using a supplementary rough data (the total areal rainfall volume of each storm) it is possible, at least in the case study used here, to obtain hourly rainfall time series but also to identify in the same time parameters values of a rainfall-runoff model, non necessary analytical at the difference of cited above papers (three classical rainfall-runoff models will be tested here).

If the heuristic approach suggested in this paper still uses a meteorological information, the total areal rainfall volume of a storm, it is hoped that this method is less impacted by rainfall uncertainties as this coarse data is less impacted by spatio-temporal resolution issues (see for example *Lebel et al.* [1987]; *Berne et al.* [2004]; *Kirstetter et al.* [2010]), may be cheaper to obtain and can be measured by less uncertain technical means (e.g. large cumulative raingauge) compared to classical rainfall intensities sampler (e.g. tipping bucket raingauge). Although runoff data is also uncertain, it can be seen as a spatially integrated and temporally delayed measure of rainfall. (neglecting catchment stock variation). Therefore, it can be used in order to criticize available rainfall measurements and/or spatial interpolation strategies. Comparisons between “inverted” and “classically calibrated” parameters values of each rainfall-runoff model used here as test will be performed. Same will be done between “inverted” and “reference” rainfall time series.

Before analyzing these differences, the catchment case study will be presented as well as the three rainfall-runoff classical models used for the tests. The heuristic developed approach will be then presented before showing the different statistical comparisons that were performed to analyse the results. Some general discussions will be detailed at the end as well as some on-going perspectives.

2. Case study

The case study catchment used in this paper is the Vogüé catchment (640 km^2) which is a subcatchment of the Ardche catchment (2240 km^2). It is located in the north of the Cévennes-Vivarais region. The Cévennes-Vivarais region is located southeast of the Massif Central mountain in France. The relief is a southeasterly facing slope starting from the Mediterranean shore and the Rhône Valley. The altitude of the mountain range varies from sea level to up to 1700 m over roughly 70 km. The elevation of the Vogüé catchment ranges between 160 m at its outlet and 1539 m, with an average altitude of about 720 m.

Like other Western Mediterranean regions and particularly in autumn, Southeastern France experiences long-lasting rain events able to produce catastrophic floods over a wide range of river basin sizes (from 100 up to 10 000

km^2). In the Cévennes-Vivarais region, heavy precipitation are usually due to quasi-stationary mesoscale convective systems (MCS) whose lifespan of several hours leads to high cumulative rainfall amounts. Precipitation can be particularly strong in this region: for example, the 10 year return period rainfall reaches 55 mm.h^{-1} and 270 mm.day^{-1} (see *Bois et al.* [1997]).

It is worth noting for what follows that the rainfall-runoff relationship was shown to be highly non linear. Furthermore, only areal rainfall at the catchment size are here considered. But previous papers showed that rainfall could be highly spatially variable (see for example *Bonnifait et al.* [2009], *Delrieu et al.* [2005]) and that this spatial variability may impact significantly the rainfall-runoff relationship (see *Le Lay et al.* [2007] or *Le Lay and Saulnier* [2007]). Non taking into account for this rainfall spatial variability may be considered as an increasing factor of the complexity of the rainfall-runoff relationship on the Vogüé case study catchment and then an added difficulty when trying to invert relevant rainfall time series from discharge measurements.

For this study 17 flood events both different in span and duration were selected from *Saulnier and Datin* [2004] (see also *Castaings* [2007]). Details are listed in table 1. The areal rainfall on the Vogüé catchment has been calculated by kriging 37 rain gauges at an hourly time step (seven of the rain gauges are located inside the catchment) and averaging the kriged map on the surface of the Vogüé catchment.

3. First rainfall-runoff reference modeling on the Vogüé catchment

3.1. Models description

As stated in the introduction, the aim of this paper is to evaluate the possibility of identifying in the same time both hourly rainfall time series for a given total storm areal rainfall and parameters values of any rainfall-runoff model.

An heuristic method to reach this goal will be presented further in this paper. To analyse and evaluate the relevancy of the obtained results of this method, some references are needed for rainfall hourly time series and rainfall-runoff models parameters values. Krigged rainfall data will naturally be the so-called “reference rainfall” in the rest of the paper. To build the reference set of rainfall-runoff models parameters values, a classical calibration was performed for three parcimonious rainfall-runoff models.

The first model used here is the simplified version of the physically-based model TOPMODEL already tested intensely in this hydro-climatic context (see for example *Saulnier and Le Lay* [2009]; *Le Lay et al.* [2007]; *Le Lay and Saulnier* [2007]; *Saulnier and Datin* [2004]; *Saulnier et al.* [1997a, b, c]). This TOPMODEL version makes use of four parameters. Two parameters describe the hydraulic transmissivity soil profile: $To(m^2/h)$ being the maximum value of soil hydraulic transmissivity and $m(m)$ the rate of the decrease of the transmissivity with soil depth expressed classically as a water deficit. Two parameters describe the soil root storage that aim in the model to quantify both evapotranspiration and interception water losses: $SRMax(m)$ being the maximal soil root storage capacity and $Inter(m/h)$ the loss rate. This model can be seen as laying emphasis on hewlettian runoff process.

The second model is the GR4H model (*van Esse et al.* [2013]; *Euser et al.* [2013]). It is an hourly lumped rainfall-runoff model derived from the GR4J model (*Perrin et al.* [2003]). It is a conceptual type model with interconnected storages. No a priori ideas on the rainfall-runoff relationship drove this model which can be seen as a gray-box model. This model has four parameters. Two parameters describe

Table 1. Selected storms details.

Storm ID.	Starting date	Duration (days)	Total rainfall (mm)	Max. rainfall (mm/h)	Initial discharge (m ³ /s)	Max. discharge (m ³ /s)
8604	12 Nov 1986	6	266.7	12.5	3.9	855
8702	02 Apr 1987	5	175.9	9.7	11.5	1016
8703	04 Oct 1987	4	182.8	18.2	4.5	612
8704	09 Oct 1987	5	118.8	15.6	34.8	486
8705	28 Oct 1987	3	124.3	13.0	49.3	860
8706	03 Dec 1987	6	104.7	5.6	11.0	416
8801	12 Jan 1988	6	200.0	6.3	9.3	688
8902	02 Nov 1989	4	199.7	21.2	2.0	663
9003	15 Oct 1990	7	153.8	12.5	7.9	161
9203	21 Sep 1992	4	202.6	29.3	5.9	2354
9302	19 May 1993	4	69.6	6.3	11.7	297
9303	22 Sep 1993	5	193.3	29.9	4.2	559
9306	31 Oct 1993	7	112.7	5.5	14.7	221
9401	04 Jan 1994	6	156.2	9.6	9.3	640
9404	21 Sep 1994	5	159.3	14.3	11.5	697
9405	19 Oct 1994	5	230.5	7.2	22.2	678
9503	03 Oct 1995	5	206.6	12.5	19.5	1382

the production function: $X2(m)$ is the maximal storage capacity describing water losses and $X3(-)$ controls the water balance by allowing positive or negative fluxes to an independent external virtual water storage. Two parameters describe the two routing functions of the model: $X1(m)$ controls the first routing function seen as an emptying storage law and $X4(h)$ controls the peak time of the second routing function used in the model. One should note that the parameter $X2$ also impacts the routing functions of the model (see *Andréassian et al. [2006]* for a detailed explanation model).

The third model is a modified SCS model. Runoff is calculated using a SCS-based relationship (*Gaume et al. [2004]*). This model has three parameters. The first parameter is the SCS classical reservoir capacity $S(m)$. The infiltrated water feeds a soil storage. An exponential law with one parameter ($dS(h^{-1})$) controls this soil storage exfiltration. A third parameter ($w(-)$) ranging between 0 and 1 gives the proportion of this soil storage exfiltration that flows indeed in the river, the rest of the water being “lost” at the model point of view. This model can be seen as laying emphasis on hortonian runoff process.

One could note that the three models used in this paper can be seen as from different types (with or without a priori on the hydrological predominant processes), from different level of complexity (from 3 to 6 parameters (two being previously fixed in the GR4H model)) and from different level of geographical description of the catchment (TOPMODEL being the model that explicitly uses geographical data while the two other models are pure “mathematical functions”).

3.2. Models classical calibration

These three models were classically calibrated by maximising the Nash criteria. In order to be consistent with the numerical approach used further in this paper, the optimum parameter set of each rainfall-runoff model was sought using a bound-constrained Quasi-Newton algorithm (BFGS Quasi-Newton algorithm, see *Nocedal and Wright [1999]* or *Bonnans et al. [2006]*). This method belongs to the steepest gradient descent methods which are known to be potentially sensitive to initial parameters values in case of complex response surface. The convergence results may indeed vary depending of the initial conditions in case of complex response surface with several local optimums. The global optimum may then be difficult to identify using this kind of numerical approach. This is not really a problem in the case of the three rainfall-runoff models used here as they are parcimonous and have usually only one global optimum. To ensure that the Quasi-Newton parameters values optimization indeed converged to global optimum, a comparison was made with a Monte-Carlo calibration. 100 000 parameter sets were then generated to search for a best simulation

Table 2. TOPSIMPL, GR4H, SCSRES calibrated models events Nash criteria.

Storm ID.	TOPSIMPL Nash criteria	GR4H Nash criteria	SCSRES Nash criteria
8604	0.95	0.94	0.95
8702	0.79	0.78	0.79
8703	0.78	0.47	0.40
8704	0.80	0.70	0.81
8705	0.90	0.86	0.65
8706	0.64	0.61	0.67
8801	0.89	0.92	0.91
8902	0.75	0.42	0.01
9003	-0.88	-1.06	-2.41
9203	0.67	0.74	0.69
9302	0.30	0.02	0.31
9303	0.78	0.64	0.67
9306	0.73	0.88	0.97
9401	0.89	0.88	0.90
9404	0.93	0.92	0.96
9405	0.75	0.87	0.94
9503	0.91	0.94	0.88

(from the Nash criteria point of view). This test confirmed that the three models have indeed one global optimum that are detailed in table 3. Small differences can be observed between the parameters values and the Nash criteria for the both approaches. In what follows, to be consistent with the rest of the paper, the parameters optimized using the Quasi-Newton method was retained.

The global Nash values for the three rainfall-runoff models are all greater than 0.8 which may lead to conclude that these models are fair interpolator of the “real” rainfall-runoff relationship. To go a step further in this first analysis the Nash criteria value for each of the 17 storm events used here are given in table 2 and draw as empirical cumulative distribution functions (as used in *Le Lay and Saulnier [2007]*) in figure 1. It is worth noting the three rainfall-runoff models have similar behavior with 60% of events having a Nash criteria greater than 0.75 (65% for TOPMODEL, 53% for GR4h and 47% for the modified SCS) and one event particularly poorly simulated with a Nash criteria lower than 0 (the same event for the three rainfall-runoff models).

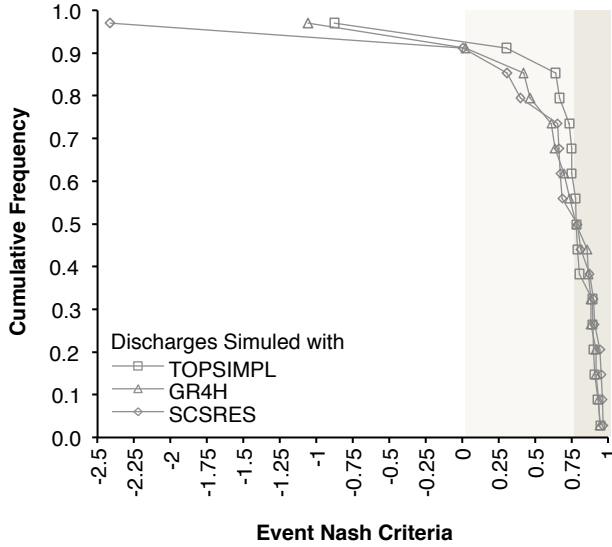
4. Rainfall and parameters inversions using only coarse rainfall data

4.1. Introduction

Basically, the method proposed and tested in this paper (to invert rainfall time series and to estimate model parameters values in the same step) considers the rainfall intensity

Table 3. TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models calibration results.

Models	Parameters	Units	Quasi-Newton calibration		Monte-Carlo calibration	
			Optimized values	Nash criteria	Optimized values	Nash criteria
TOPSIMPL	T_0	m^2/h	0.432		0.494	
	m	m	0.030		0.029	
	$SRMax$	m	0.029	0.837	0.024	0.832
	$Inter$	m/h	0.0		0.0	
GR4H	$X1$	m	0.324		0.322	
	$X2$	m	0.024		0.022	
	$X3$	—	-0.0017	0.833	-0.0023	0.832
	$X4$	h	2.31		2.34	
SCSRES	S	m	0.191		0.193	
	dS	h^{-1}	0.005	0.801	0.005	0.801
	w	—	1.0		0.98	

**Figure 1.** Cumulative distributions of the events Nash criteria for each model.

values at each hourly time step as an unknown variable that has to be identified independently from the others. The total number of unknowns variables is then equal to the total number of time steps of the 17 events considered here (in this paper, the 17 events have 2088 time steps) plus the number of parameters of the considered rainfall-runoff model (from 3 to 4 as mentioned above).

The problem addressed here may then be seen as highly complex considering the number of unknowns to solve and the non-linearity of the rainfall-runoff relationship. Global approaches are not computationally tractable for this prob-

lem and see it is obvious that there is equifinality, what is the point of using a global approach. More reasonable to use an approach that will improve an initial guess as much as possible using the most sensitive control variables. In this paper, a local search bound-constrained Quasi-Newton algorithm was used, with an Hessian matrix updated with the BFGS method (see Nocedal and Wright [1999] or Bonnans *et al.* [2006]).

In environmental modelling, such local search optimisation algorithms have often been left behind, due to the so called numerical artefacts in both models and cost functions [Kavetski *et al.*, 2006b]. However, they may especially be overcome with suitable transformations of models, variables, costs function etc. In such cases, local search optimisation algorithms as Quasi-Newton methods may be able to perform powerfully, accurately and robustly [Kavetski *et al.*, 2006c]. Kuzmin *et al.* [2008] came also to such conclusions if local search optimisation algorithms start from appropriate estimates.

4.2. Initial conditions for the optimization method

This last remark led the heuristic method proposed in this paper to begin with relevant initial conditions estimations before running the Quasi-Newton optimization. This means that the method has to identify first relevant initial values for the rainfall intensity of each time step of each storm event from one hand and relevant initial parameters values of the rainfall-runoff model on the other hand, before optimizing these initial values by the Quasi-Newton gradient descent algorithm.

The proposed method proceeds with the following steps:

1. A Quasi-Newton algorithm is first performed to optimize each rainfall time step and parameters values: the algorithm searches for parameters values and rainfall intensities which total areal rainfall is similar to total areal rainfall of reference events and that maximise Nash criteria calculated on the observed discharges. At the beginning of this first

Table 4. Inverted and classically calibrated parameters for TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models.

Models	Parameters	Units	Classically calibrated parameters		Inverted parameters	
			Optimized values	Nash criteria	Optimized values	Nash criteria
TOPSIMPL	T_0	m^2/h	0.432		0.839	
	m	m	0.030		0.031	
	$SRMax$	m	0.029	0.837	0.0	0.943
	$Inter$	m/h	0.0		0.0006	
GR4H	$X1$	m	0.324		0.219	
	$X2$	m	0.024		0.033	
	$X3$	—	-0.0017	0.833	-0.0022	0.954
	$X4$	h	2.31		1.91	
SCSRES	S	m	0.191		0.216	
	dS	h^{-1}	0.005	0.801	0.006	0.954
	w	—	1.0		1.00	

rough optimization all rainfall intensities are set to zero and 100 random parameter sets are chosen in the range of acceptable values (wide enough but with respect of classical order of magnitude that can be found in the bibliography) and successively tested as initial conditions. Out of the 100 optimal parameter sets, only the best is conserved.

2. At the end of this first rough optimization, the method found reasonable parameters values for some events and failed for the other events (bad Nash values or parameters values stucked at their acceptable limits). For these failed events, parameters values are set to the parameter set that is equal to the median values of the parameters identified for the reasonably well inverted events.

3. A second Quasi-Newton optimization is done to optimize each rainfall time step with no more constraint on the total areal rainfall but still maximizing the Nash criteria calculated on the observed discharges. The parameters values are this time fixed to the values identified for each storm event in the previous step (i.e. either independantly successfully identified or fixed to the median values).

At this point, one may observe that a first guess was done for each rainfall time step. Also, a first guess was done for the parameters values of the rainfall-runoff model. These parameters values are varying from one event to the other, allowing then to keep a certain hydrological variability in the initial conditions of the parameters.

Another way to consider this first step would lead to say that the Quasi-Newton optimization was performed using the worst initial conditions (all rainfall time step equal to zero and random parameters values) and that the output of this first poorly constrained optimization is used in what follows as more reasonable initial conditions.

It is worth noting that a lower and upper limits for the rainfall intensity was fixed (respectively 1 mm.h^{-1} and 30 mm.h^{-1}). This avoids that the optimization takes too much time in exploring non realistic rainfall values or waste time in optimizing very small fraction of rainfall (calculated rainfall lower than 1 mm.h^{-1} are set to 0 mm.h^{-1}). These limits were found to be non sensitive while significantly reducing computer time.

4.3. Optimization with reasonable initial conditions

At this point, reasonable initial conditions were obtained for both rainfall-runoff model parameters and rainfall time steps: a first guess was obtained for each rainfall time-step and parameters values are set to the parameter set that is equal to the median values of the parameters obtained for each event.

The optimization of both rainfall time steps and parameters values is then performed using these initial conditions. The algorithm searches again for parameters values and rainfall intensities which total areal rainfall is similar to total areal rainfall of reference events and that maximise Nash criteria calculated on the observed discharges. One may find this step similar to the optimization performed in the first step of the previous section, but using this time more reasonable initial conditions. The difference is that in this optimization only one parameter set for all the events is sought for while one parameter set was optimized for each event in the previous section.

One may consider that the overall method consists in a 2 loop Quasi-Newton optimization with results of the first optimization helping in defining the initial conditions of the second optimization.

4.4. Results

This method was applied for the three rainfall-runoff models previously described on the 17 tested storm events.

The method is initialized with zero values for all time steps of each event and 100 random parameter sets for each event.

For one particular rainfall-runoff model, knowing the observed discharges and the areal total rainfall for each event, at the end of the overall algorithm, a single parameter set and calculated rainfall for each time step of each event are obtained. The parameter set and the rainfall values obtained by this way are referred in what follows as “inverted parameters” and “inverted rainfall”.

The inverted parameters for each rainfall-runoff model tested are presented in table 4 (classically calibrated parameters are remembered for comparisons).

As expected the Nash criteria are significantly increased. This is a consequence of letting the algorithm optimize the rainfall at each time step. Doing this way, the number of unknowns are significantly increased, increasing by this way the possibility of inter-compensation.

Despite this algorithm may appear as ill-posed, it should be also noticed that the inverted parameters values are close to the classically calibrated parameters. One may remember that these parameters were obtained with coarse rainfall data, at least data that would lead classical approaches for calibration unable to obtain parameters values so close to the classically calibrated parameters.

The inverted rainfall are drawn in figure 3 and zoomed in figure 4. The inverted rainfall (in gray in the figures) are reasonably comparable to the reference rainfall (in dark in the figures). The range of rainfall intensities are also quite similar. The overall temporal dynamic of the rainfall intensities are also in reasonable accordance with the reference rainfall (periods of high intensity and periods with no rainfall). It is worth noting also that the quality of the inverted rainfall is homogenous for the three rainfall-runoff models: models are in good or bad accordance with the reference rainfall at the same periods.

One may wonder if this heuristic inversion algorithm purely numerically optimizes parameters and rainfall values, e.g. behaves like a kind of black box optimization, or if this method gives relevant information independantly about parameters and rainfall values. The following sections explore this question.

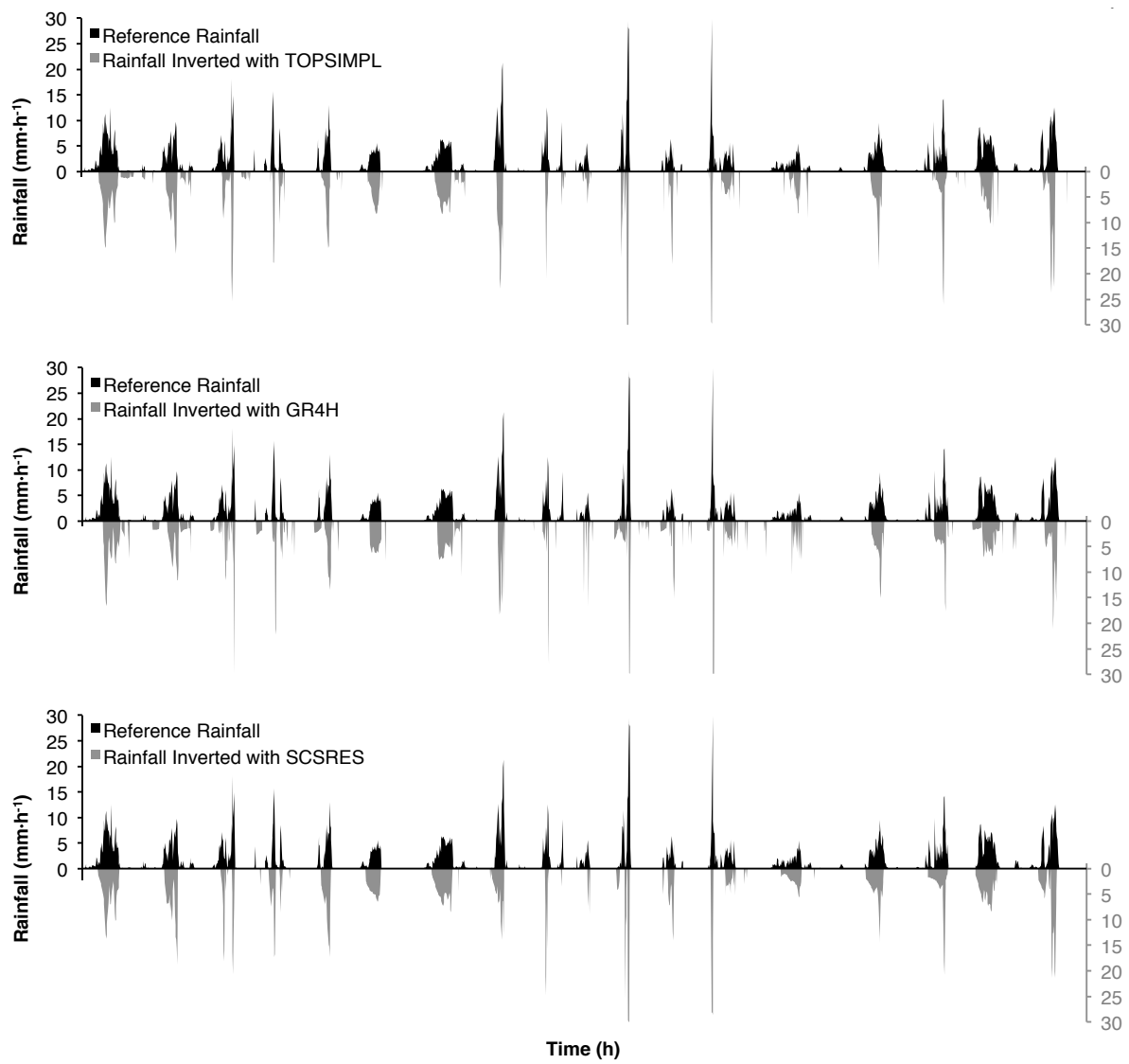


Figure 3. All events rainfall time series, inverted with TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models (grey curves). They are compared in couples with observed rainfall time series (black curves).

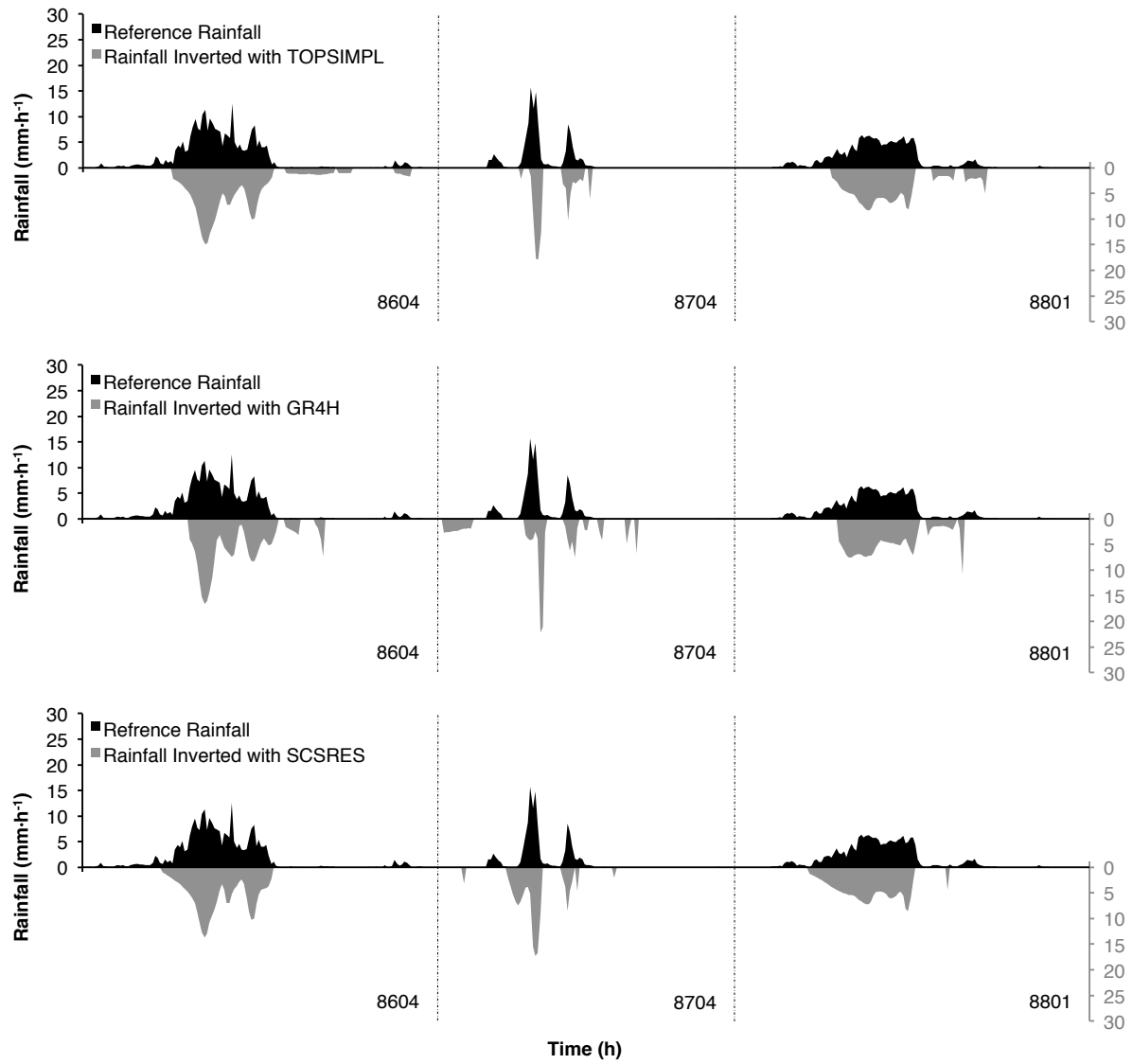


Figure 4. 3 events rainfall time series, inverted with TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models (grey curves). They are compared in couples with observed rainfall time series (black curves).

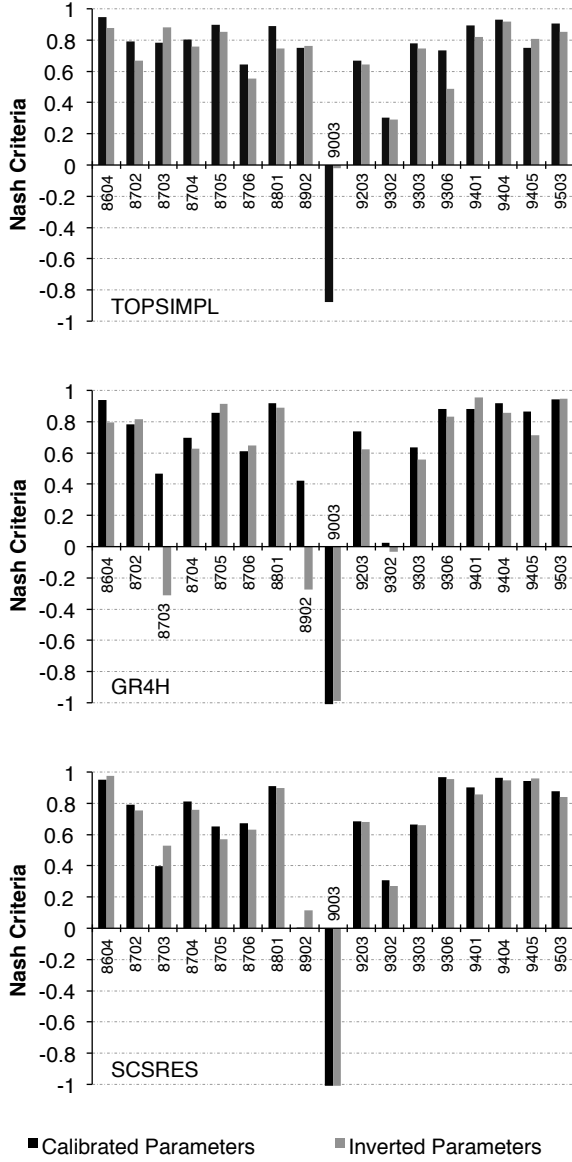


Figure 2. Comparisons of Nash values of discharges simulated from reference rainfall and classically calibrated or inverted parameters values for each storm event and each rainfall-runoff model.

Table 5. Nash criteria between observed discharges and calculated discharges using inverted and classically calibrated parameters values.

Rainfall-runoff models	Nash values with parameters:	
	inverted	classically calibrated
TOPSIMPL	0.794	0.837
GR4H	0.752	0.833
SCSRES	0.793	0.801

5. Discussions

5.1. Rainfall-runoff parameters values

On one side, one may think that, as less rainfall information was used by the heuristic approach detailed in this paper, inverted rainfall-runoff models parameters values inverted may be less impacted by rainfall uncertainties raising then their physical meaning. On the other side, these parameters may have actually lost their physical meaning and behave rather as numerical adjustment factors of the Quasi-Newton calculations. This section aims then at discussing the relevancy of these inverted parameters values.

These values were used to simulate discharges using the reference rainfall. As expected, the Nash global values are worse than the Nash values obtained in the classical calibration (as shown in table 5): parameters values inverted without knowledge of the reference rainfall were not expected to give better Nash values than calibrated parameters that could optimize Nash values using this reference rainfall. But the empirical cumulative distribution functions of the Nash values presented in figure 5 shows that, despite some particular events, the discharge calculations performances are much more similar as implied by the global Nash values.

Furthermore, figure 2 compares the Nash values of each event of each rainfall-runoff model while figure 6 compares in detail the observed and calculated hydrograms for three events with lower Nash values than obtained with the classical calibration. These graphs show no evidence to conclude to a better physical meaning of the inverted parameters value compared to the classically calibrated values. But it is worth noting that these inverted parameters values lead to very similar calculated discharge time series while using only total areal event rainfall. This shows that it is possible, at least in this case study, to obtain relevant parameters values using only coarse rainfall data.

One may now question the sensitivity of the inverted parameters values to the total areal event rainfall. Despite this information is rather easier to obtain than hourly rainfall intensities values, cumulated rainfall can exhibit important spatial variability and then uncertainties. To evaluate the robustness of both inverted and classically calibrated parameters values to total areal event rainfall the following approach was used:

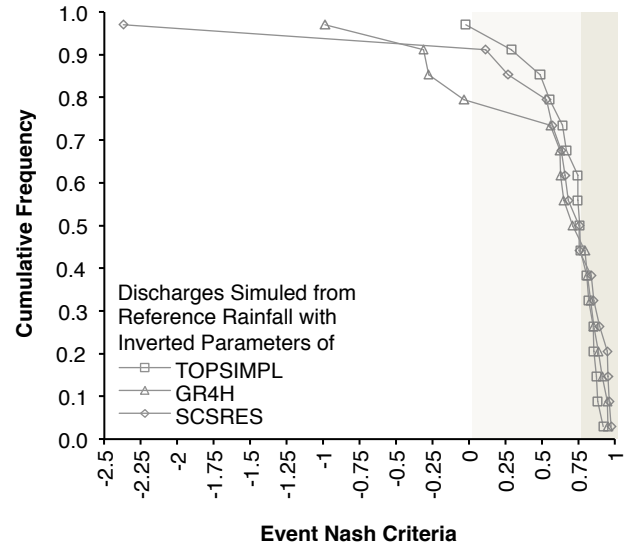


Figure 5. Cumulative distributions of the events Nash criteria calculated for each model from the reference rainfall and by using the inverted parameters.

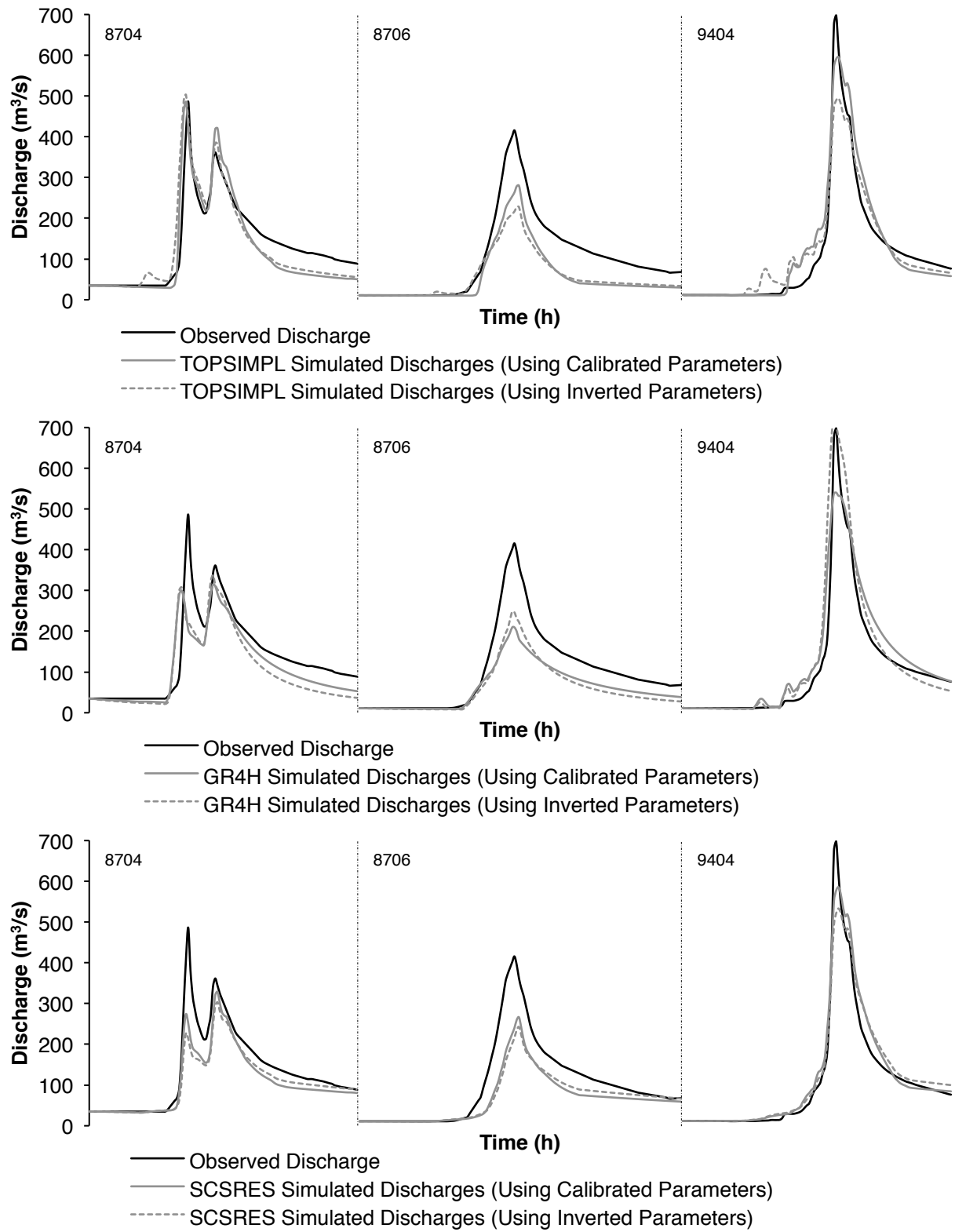


Figure 6. Hydrograms of three events simulated by the three rainfall-runoff models using classically calibrated and inverted parameters.

- total areal rainfall of each event were shifted from -30% to +30% (by step of 10%). For each of this shifted values, parameters values were inverted using the heuristic inversion approach previously discussed. Global Nash values were then calculated using these new inverted parameters values and reference rainfall. This step aims then at evaluating the relevancy of previously inverted parameters using uncertain total areal rainfall data when used with reference rainfall.

- reference rainfall were perturbed using, classically, homotetic factor to simulate same bias on their event total rainfall. Classical calibration were then performed for each of these new rainfall time series. Global Nash values were then calculated using these new classically calibrated parameters values and reference rainfall. This step aims then at evaluating the relevancy of previously classically calibrated parameters using uncertain total areal rainfall data when used with reference rainfall.

Figure 7 compares the sensitivity of the global Nash values of both steps to errors on the total areal rainfall. Excepted from the GR4H rainfall-runoff model, this figure shows that inverted parameters values using only total areal event rainfall and classically calibrated parameters using hourly rainfall time series have similar sensitivity to errors on rainfall measurements. This may lead to conclude that, at least on this case study, inverted parameters using coarse data have similar performance compared to classically calibrated parameters at first order (global Nash values of figure 5) and second order (figure 7).

5.2. Observed vs. inverted rainfall time series

In this section, rainfall are analysed both in terms of meteorological performance and hydrological relevancy. First, inverted rainfall are compared to reference rainfall. Secondly, inverted rainfall are evaluated in terms of good or bad input data for discharges simulations.

The inverted rainfall time series for each of the 17 storm events and each of the three rainfall-runoff models are compared to the corresponding reference rainfall of each event. This comparisons ($17 \times 3 = 51$ values) are made on 5 criteria: cumulated rainfall of each event, maximal rainfall of each event, time step of maximal rainfall intensity of each event, time step of the gravity center of the rainfall of each event and R2 coefficient for different averaging time length for each event. These criteria are shown as cumulative distribution function in figure 8.

This figure shows relatively reasonable performances as:

- 50% of the events show inverted total rainfall less than 20% absolute difference compared to reference rainfall.
- 65% of the events show peak rainfall intensity less than 5% absolute difference compared to reference rainfall.
- 75% of the events show time to peak rainfall intensity less than 5 hours absolute difference compared to reference rainfall.
- 40% of the events show time of rainfall gravity center less than 2.5 hours absolute difference compared to reference rainfall (85% less than 5 hours, which is approximatively the catchment lead time).

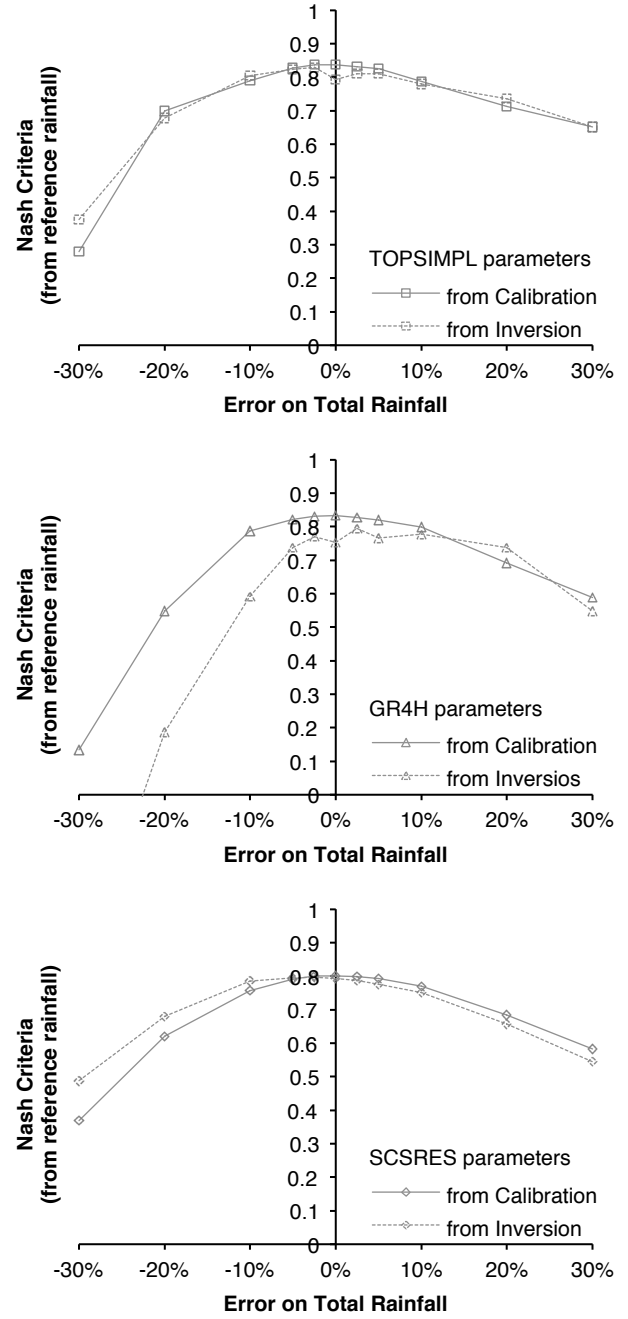


Figure 7. Impacts of an error on the total rainfall on parameters estimated by calibration vs. impacts of an error on the total rainfall on parameters estimated by the proposed method (dotted curves). For each model, Nash criteria are calculated from unbiased reference rainfall by using parameters estimated (calibration or inversion) with biased total rainfall.

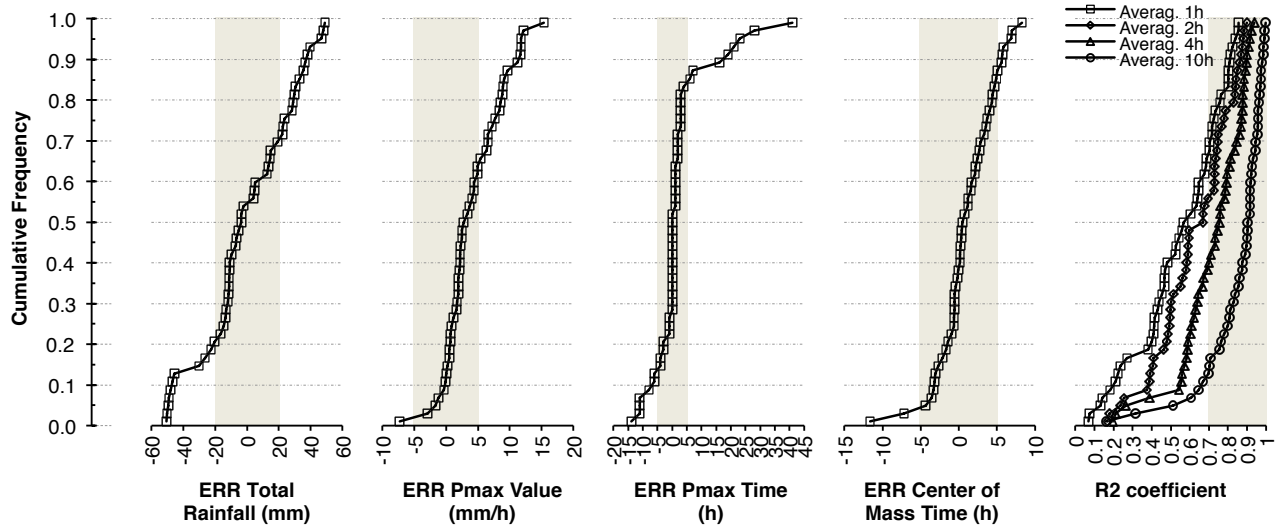


Figure 8. Inverted vs reference rainfall comparisons in terms of total areal event rainfall, maximal event rainfall intensity, time to maximal rainfall intensity, time to gravity center and R2 for each of the 17 events and each of the three rainfall-runoff events.

Table 6. Nash criteria between observed discharges and discharges simulated with TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models using inverted rainfall and classically calibrated parameters values (classical calibration Nash values are remembered in italic, cf. table 3).

Models	Nash values using inverted rainfall
TOPSIMPL	0.931 (<i>0.837</i>)
GR4H	0.898 (<i>0.833</i>)
SCSRES	0.943 (<i>0.801</i>)

Determination coefficient (R2) are more difficult to analyse as this criteria is less suitable for rainfall data. Nevertheless it is provided as it is sometimes used in the bibliography. It can be observed that 40% of the events have a R2 greater than 70% for the 2-hour time step rainfall time series and 60% of the events have a R2 greater than 70% for the 4-hour time step rainfall time series.

At this point, despite some differences, it may be concluded that inverted rainfall time series are reasonably comparable to reference rainfall. But it is not easy to determine if these inverted rainfall provide some more relevant rainfall intensity estimations, at least at some time steps. To contribute to answer this question, a second evaluation was performed: the inverted rainfall time series were used as input data of each of the three rainfall-runoff models using no more the inverted parameters values but the classically calibrated parameters. Global Nash values were then compared with the

Nash values obtained in the classical calibration (see table 6).

Using classically calibrated parameters, better discharges simulations are obtained using the inverted rainfall time series. This leads to conclude that:

- classical calibration identified relevant parameter set: used with different rainfall than reference rainfall used for the classical calibration, discharges did not get worse. This parameter set can then be considered as robust.

- rainfall-runoff models feel more comfortable when using inverted rainfall than observed one: real rainfall estimation problems might have been corrected by the inversion approach

One may say that this could be explained by the fact that inverted rainfall are very consistent with each model algorithm. Indeed, for a given rainfall-runoff model, the temporal dynamic of inverted rainfall time series of each event was identified with the constraint to fit the observed discharges as well as possible for the

Table 7. Nash criteria using the average of the inverted rainfall of the three rainfall-runoff models (classical calibration Nash values are remembered in italic, cf. table 3).

Models	Nash values using the average inverted rainfall
TOPSIMPL	0.921 (<i>0.837</i>)
GR4H	0.922 (<i>0.833</i>)
SCSRES	0.928 (<i>0.801</i>)

Table 8. Nash criteria using inverted rainfall of one model for the two others (classical calibration Nash values are remembered in italic, cf. table 3).

Models	Nash values using TOPSIMPL inverted rainfall	Nash values using GR4H inverted rainfall	Nash values using SCSRES inverted rainfall
TOPSIMPL	–	0.816 (<i>0.837</i>)	0.851(<i>0.837</i>)
GR4H	0.868 (<i>0.833</i>)	–	0.838 (<i>0.833</i>)
SCSRES	0.880 (<i>0.801</i>)	0.812 (<i>0.801</i>)	–

given model algorithm. The inverted rainfall for each rainfall-runoff model is then directly dependant of each model algorithm. The good Nash values of table 4 already cited can confirm this point. The inverted rainfall time series may be then just “model dependant” rather than better rainfall estimates than the reference rainfall.

To check this point, the inverted rainfall time series for a given rainfall-runoff model were used as input of the two other rainfall-runoff models (still with the classically calibrated parameters values of each model). Results are shown in table 8 (Nash values of table 6 are remembered in italic). Except for the TOPSIMPL model using the GR4H inverted rainfall, every model gains in using the inverted rainfall of any of the two other models compared to using the reference rainfall. To go even further, every rainfall-runoff models was runned using the rainfall time series calculated as the average of the inverted rainfall of the three rainfall-runoff models. Nash values of the calculated discharges are presented in table 7. These calculations conclude that using the average of the three inverted rainfall, i.e. a “multi-model” inverted rainfall, gives significantly improved discharges simulations using the classically calibrated parameters values than using the reference rainfall. Yet this multi-model inverted rainfall can no more be considered as self-consistent with any of the three rainfall-runoff model algorithm as none of this model could have inverted such a rainfall temporal dynamic. This allows to conclude that this multi-model rainfall embeds relevant informations on the rainfall that indeed occurred on this catchment.

6. Conclusions

In this paper, an attempt to build a method to invert rainfall time series and parameters values of non analytical rainfall-runoff models was proposed. Results showed that this was possible, at least on this case study and using three parcimonious rainfall-runoff models. Parameters values calculated using this heuristic method showed to be comparable to those obtained by a classical calibration. But no evidence was shown to conclude that these inverted parameters were more physically relevant than those obtained by the classical calibration.

However, the inverted rainfall showed to probably contains relevant informations about the rainfall and different than the reference rainfall obtained by krig-

ging raingauges. In particular, the multi-model inverted rainfall, i.e. the average of the inverted rainfall using each of the three rainfall-runoff models used in this study, showed to give good discharges simulations using classically calibrated parameters values of any of the three rainfall-runoff models. This may question the usability of such a method to invert in real-time rainfall time series during a storm event. This will be addressed in a further paper. At this point, one may consider this method useful to criticize observed rainfall data.

The heuristic method presented in this paper would gain in being tested in different hydrological context. It is known that the rainfall-runoff relationship of the type of catchment tested in this paper (i.e. Cévennes catchment) is highly non-linear which is an objective difficulty for this study. On the other hand, this study was facilitated by the fact that other hydrological processes (evaporation, soil infiltration) have significantly less importance than runoff processes in these floods genesis. It is then not yet proven at this point that such approach would apply in hydrological context where several hydrological processes explain discharges genesis. This approach remains an open question even if some results may already be considered as promising.

Acknowledgments. This work has been done thanks to the facilities offered by the University of Savoie computing center MUST. Authors also acknowledge the SCHAPI for financial and technical supports.

References

- Ajami, N. K., Q. Duan, and S. Sorooshian (2007), An integrated hydrologic bayesian multimodel combination framework: Confronting input, parameter, and model structural uncertainty in hydrologic prediction, *Water Resources Research*, 43(1), n/a–n/a, doi:10.1029/2005WR004745.
- Andréassian, V., C. Perrin, C. Michel, I. Usart-Sanchez, and J. Lavabre (2001), Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models, *Journal of Hydrology*, 250(1–4), 206–223, doi:10.1016/S0022-1694(01)00437-1.
- Andréassian, V., S. Bergstrom, N. Chahinian, Q. Duan, Y. Gu-sev, I. Littlewood, T. Mathevet, C. Michel, A. Montanari, G. Moretti, et al. (2006), Catalogue of the models used in MOPEX 2004/2005, *IAHS Publication*, 307, 41.
- Bárdossy, A., and T. Das (2008), Influence of rainfall observation network on model calibration and application, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(1), 77–89, doi:10.5194/hess-12-77-2008.
- Berne, A., G. Delrieu, J.-D. Creutin, and C. Obled (2004), Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology, *Journal of Hydrology*, 299, 166–179, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.002.
- Bois, P., C. Obled, M.-F. De Saintignon, and H. Mailloux (1997), *Atlas expérimental des risques de pluies intenses. Cévennes-Vivaraies*, Pôle grenoblois d’étude et de recherche pour la prévision des risques naturels, LTHE, LAMA, EDF-DTG.

- Bonnans, J., J. Gilbert, C. Lemaréchal, and C. Sagastizábal (2006), *Numerical Optimization – Theoretical and Practical Aspects, seconde edition*, Universitext, Springer Verlag, Berlin.
- Bonnifait, L., G. Delrieu, M. L. Lay, B. Boudevillain, A. Masson, P. Belleudy, E. Gaume, and G.-M. Saulnier (2009), Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: Reconstruction of the 8-9 september 2002 catastrophic flood event in the gard region, france, *Advances in Water Resources*, 32(7), 1077–1089, doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007.
- Borga, M., S. Degli Esposti, and D. Norbiato (2006), Influence of errors in radar rainfall estimates on hydrological modeling prediction uncertainty, *Water Resources Research*, 42, doi: 10.1029/2005WR004559.
- Brocca, L., T. Moramarco, F. Melone, and W. Wagner (2013), A new method for rainfall estimation through soil moisture observations, *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/grl.50173.
- Carpenter, T. M., and K. P. Georgakakos (2004), Impacts of parametric and radar rainfall uncertainty on the ensemble stream-flow simulations of a distributed hydrologic model, *Journal of Hydrology*, 298(14), 202 – 221, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.036.
- Castaigns, W. (2007), Sensitivity analysis and parameter estimation for hydrological modelling: potential and limitations of variational methods, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Croke, B., T. Wagener, D. Post, J. Freer, and I. Littlewood (2008), Evaluating the information content of data for uncertainty reduction in hydrological modelling, in *Proceedings of the iEMSs Fourth Biennial Meeting: International Congress on Environmental Modelling and Software (iEMSs 2008). International Environmental Modelling and Software Society, Barcelona, Catalonia*, pp. 1912–1926.
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P.-E. Kirstetter, J.-D. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G.-M. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payraastre, H. Andrieu, P.-A. Ayrat, C. Bouvier, L. Nepel, M. Livet, M. Lang, J. P. du Châtelet, A. Walpersdorf, and W. Wobrock (2005), The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol*, 6(1), 34–52, doi: 10.1175/JHM-400.1.
- Euser, T., H. C. Winsemius, M. Hrachowitz, F. Fenicia, S. Uhlenbrook, and H. H. G. Savenije (2013), A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5), 1893–1912, doi: 10.5194/hess-17-1893-2013.
- Gaume, E., M. Livet, M. Desbordes, and J.-P. Villeneuve (2004), Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 november 1999, *Journal of Hydrology*, 286, 135 – 154, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015.
- Herrnegger, M., H. P. Nachtnebel, and K. Schulz (2014), From runoff to rainfall: inverse rainfallrunoff modelling in a high temporal resolution, *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(12), 13,259–13,309, doi:10.5194/hessd-11-13259-2014.
- Kavetski, D., S. W. Franks, and G. Kuczera (2002), Confronting input uncertainty in environmental modelling, in *Calibration of Watershed Models*, edited by Q. Duan, H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau, and R. Turcotte, pp. 49–68, AGU.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. Franks (2006a), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modelling: 1. theory., *Water Resources Research*, 42(W03407), doi:doi:10.1029/2005WR004368.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006b), Calibration of conceptual hydrological models revisited: 1. Overcoming numerical artefacts, *Journal of Hydrology*, 320(12), 173 – 186, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.012.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006c), Calibration of conceptual hydrological models revisited: 2. Improving optimisation and analysis, *Journal of Hydrology*, 320(12), 187 – 201, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.013.
- Kirchner, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resources Research*, 45(2), n/a–n/a, doi:10.1029/2008WR006912.
- Kirstetter, P.-E., G. Delrieu, B. Boudevillain, and C. Obled (2010), Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the cévennesvivaraïs region, france, *Journal of Hydrology*, 394(12), 28 – 41, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.01.009.
- Krier, R., P. Matgen, K. Goergen, L. Pfister, L. Hoffmann, J. W. Kirchner, S. Uhlenbrook, and H. H. G. Savenije (2012), Inferring catchment precipitation by doing hydrology backward: a test in 24 small and mesoscale catchments in Luxembourg, *Water Resources Research*, 48(10), n/a–n/a, doi: 10.1029/2011WR010657.
- Kuczera, G., D. Kavetski, S. Franks, and M. Thyer (2006), Towards a bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models: characterising model error using storm-dependent parameters, *Journal of Hydrology*, 331(1-2), 161–177, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.05.010.
- Kuzmin, V., D.-J. Seo, and V. Koren (2008), Fast and efficient optimization of hydrologic model parameters using a priori estimates and stepwise line search, *Journal of Hydrology*, 353(12), 109 – 128, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.02.001.
- Lamb, R. (1999), Calibration of a conceptual rainfall-runoff model for flood frequency estimation by continuous simulation, *Water Resources Research*, 35(10), 3103–3114, doi: 10.1029/1999WR000119.
- Le Lay, M., and G. M. Saulnier (2007), Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: case of the 8-9 september 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic events, *Geophysical Research Letters*, 34(L13401), doi:10.1029/2007GL029746.
- Le Lay, M., S. Galle, G. M. Saulnier, and I. Braud (2007), Exploring the relationship between hydroclimatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability: A case study in West Africa, *Water Resources Research*, 43(W07420), doi: 10.1029/2006WR005257.
- Lebel, T., G. Bastin, C. Obled, and J. D. Creutin (1987), On the accuracy of areal rainfall estimation: A case study, *Water Resources Research*, 23(11), 2123–2134, doi:10.1029/WR023i011p02123.
- McMillan, H., B. Jackson, M. Clark, D. Kavetski, and R. Woods (2011), Rainfall uncertainty in hydrological modelling: an evaluation of multiplicative error models, *Journal of Hydrology*, 400(12), 83 – 94, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.026.
- Moulin, L., E. Gaume, and C. Obled (2009), Uncertainties on mean areal precipitation: assessment and impact on stream-flow simulations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), 99–114, doi:10.5194/hess-13-99-2009.
- Nash, J., and J. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Nocedal, J., and S. J. Wright (1999), *Numerical optimization*, Springer verlag.
- Oudin, L., C. Perrin, T. Mathevet, V. Andréassian, and C. Michel (2006), Impact of biased and randomly corrupted inputs on the efficiency and the parameters of watershed models, *Journal of Hydrology*, 320(1-2), 62–83, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.016.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian (2003), Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 279, 275–289, doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- Saulnier, G.-M., and R. Datin (2004), Analytical solution to a bias in the topmodel framework balance, *Hydrological Processes*, 18(7), 1195–1218, doi:10.1002/hyp.1346.
- Saulnier, G.-M., and M. Le Lay (2009), Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France), *Water Resources Research*, 45(W10425), doi:10.1029/2008WR006906.
- Saulnier, G.-M., K. Beven, and C. Obled (1997a), Including spatially variable soil depth in TOPMODEL, *Journal of Hydrology*, 202, 158–172, doi:10.1016/S0022-1694(97)00059-0.
- Saulnier, G.-M., K. Beven, and C. Obled (1997b), Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling: Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values, *Water Resources Research*, 33(9), 2097–2101, doi: 10.1029/97WR00652.
- Saulnier, G.-M., C. Obled, and K. Beven (1997c), Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework, *Hydrological Processes*, 11(9), 1331–1346, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1331::AID-HYP563>3.0.CO;2-9.

- Seo, D.-J., V. Koren, and N. Cajina (2003), Real-time variational assimilation of hydrologic and hydrometeorological data into operational hydrologic forecasting, *J. Hydrometeor.*, *4*(3), 627–641, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<0627:RVAOHA>2.0.CO;2.
- Sun, X., R. Mein, T. Keenan, and J. Elliott (2000), Flood estimation using radar and raingauge data, *Journal of Hydrology*, *239*(14), 4 – 18, doi:10.1016/S0022-1694(00)00350-4.
- Teuling, A. J., I. Lehner, J. W. Kirchner, and S. I. Seneviratne (2010), Catchments as simple dynamical systems: Experience from a swiss prealpine catchment, *Water Resources Research*, *46*(10), n/a–n/a, doi:10.1029/2009WR008777.
- Valéry, A., V. Andréassian, and C. Perrin (2010), Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments learning from outliers, *Hydrological Sciences Journal*, *55*(6), 928–940, doi:10.1080/02626667.2010.504676.
- van Esse, W. R., C. Perrin, M. J. Booij, D. C. M. Augustijn, F. Fenicia, D. Kavetski, and F. Lobligois (2013), The influence of conceptual model structure on model performance: a comparative study for 237 french catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(10), 4227–4239, doi:10.5194/hess-17-4227-2013.
- Vrugt, J. A., C. J. F. ter Braak, M. P. Clark, J. M. Hyman, and B. A. Robinson (2008), Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with markov chain monte carlo simulation, *Water Resources Research*, *44*(12), n/a–n/a, doi:10.1029/2007WR006720.

E - III Inversion des pluies, validation

Dans la section précédente a été proposé un article présentant une méthode, permettant de spécifier de manière acceptable les paramètres de modèles hydrologiques donnés et d'estimer raisonnablement les chronologies des pluies horaires d'événements de crue. Elle ne nécessite pour cela que les connaissances des chronologies des débits et des cumuls des pluies de ces événements. L'approche correspondant à cette méthode est appelée dans cette thèse **inversion des pluies et des paramètres**. Comme nous le verrons dans la section suivante, elle permet de résoudre le problème hydrologique considéré dans cette thèse.

Avant d'être appliquée afin d'inverser simultanément les pluies et les paramètres, il s'est au préalable avéré nécessaire de **valider la méthode proposée dans un contexte scientifique plus favorable**. Nous avons dans un premier temps cherché à évaluer la capacité de cette dernière à estimer des chronologies de pluies lorsque les paramètres des modèles hydrologiques étaient connus. La résolution de ce problème intermédiaire apparaissait comme une condition *a priori* nécessaire avant d'aborder le problème plus complexe d'inversion simultanée des pluies et des paramètres. Bien que d'apparence moins complexe, il est important de noter que cette résolution n'était néanmoins pas triviale pour le système hydrologique considéré dans cette thèse. Comme l'illustre la figure A.6 (cf. page 17), la relation pluie-débit du système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé est non-linéaire ce qui ne rendait donc pas "évident" son inversion.

La méthode d'inversion des pluies et des paramètres a donc dans un premier temps été **appliquée et validée en considérant les paramètres connus** (i.e. spécifiés aux valeurs obtenues en calibration). Pour cette application particulière, la connaissance du **cumul de pluies**, connaissance requise pour contraindre l'algorithme appliquée dans le cas plus général (i.e. sans connaissances des paramètres), s'est avérée **non-nécessaire**. La résolution de ce problème intermédiaire nous a par conséquent permis de valider une méthode permettant d'estimer des chronologies de pluies à partir de chronologies de débits et en utilisant un modèle hydrologique à paramètres connus. Celle-ci constitue la méthode d'**inversion des pluies** proposée dans cette thèse.

Le but de cette section n'est pas d'approfondir cette méthode d'inversion des pluies, mais de présenter les résultats ayant amenés sa généralisation à l'inversion des pluies et des paramètres. Ces résultats sont issus d'application de la méthode au système hydrologique considéré dans cette thèse (cf. présentation en section D - II, page 72) et en utilisant les modèles hydrologiques TOPSIMPL, GR4H et SCSRES tels que présentés en section D - III (cf. page 77). Les paramètres de ces modèles, supposés connus pour cette application, ont été spécifiés aux valeurs obtenues en calibration (cf. tableau D.2 en page 86). Avant de présenter ces résultats, nous rappelons les points importants de

cette méthode basée sur celle d'inversion des pluies et des paramètres introduite dans la section précédente.

La méthode d'inversion des pluies proposée peut ainsi être résumée de la façon suivante. À chaque pas de temps de la chronologie des pluies à estimer est associée une variable inconnue initialement supposée nulle. Ces variables sont ensuite assemblées pour former un **vecteur de pluies inconnues**. Celui-ci est ensuite implémenté en entrée d'un modèle hydrologique dont les paramètres sont supposés connus, puis **optimisé de façon à minimiser les écarts entre les débits simulés** par ce modèle **et une chronologie de débits observés**. Dans cette thèse, du fait de la taille de ce vecteur à optimiser (*i.e.* une chronologie de pluies à inverser comprend typiquement une centaine de pas de temps), un algorithme à stratégie de recherche locale type Quasi-Newton a été utilisé (*cf.* présentation en section D - IV - 2, page 84). Les écarts entre débits simulés et observés ont été quantifiés par l'efficacité de Nash (*cf.* équation C.2 en page 54).

La figure E.2 présente les chronologies horaires des pluies inversées pour les 17 événements considérés dans cette thèse et obtenues avec les trois modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES. Ces chronologies y sont comparées deux à deux avec les chronologies de pluies de référence de ces événements. Ces pluies issues d'observations et définies au pas de temps horaire ont été présentées en section D - II - 3 (*cf.* page 75). Elles font office de référence dans cette thèse, notamment pour évaluer les différentes chronologies de pluies inversées. La figure E.3 propose, en complément de la figure E.2, un zoom des chronologies horaires de pluies inversées pour trois événements (*i.e.* événements 8604, 8704 et 8801).

Comme le présentent ces deux figures, **la dynamique temporelle des pluies, l'ampleur des événements et les interruptions de pluies sont globalement identifiées de manière raisonnable par la méthode** et avec les trois modèles considérés. Comme nous le verrons ultérieurement, les intensités maximales des différents événements tendent cependant à être surestimées. De manière générale, il peut aussi être noté que la dynamique des premières pluies des événements n'est pas convenablement retrouvée par la méthode. Cela peut s'expliquer par le fait que ces premières pluies représentent généralement des pertes initiales des événements. Elles n'ont par conséquent que peu d'impact immédiat sur les débits de ces derniers. La méthode estime justement des pluies à partir des évolutions du débit. Elle n'est par conséquent pas en mesure d'identifier raisonnablement la dynamique temporelle, ni même le cumul des pertes initiales des événements à partir des débits.

Il peut par ailleurs être constaté que les **résultats** sont **relativement homogènes selon les différents modèles** avec lesquels ils sont obtenus. Par exemple, dans la figure E.3, la chronologie des pluies inversées de l'événement 8604, qu'elle soit obtenue avec TOPSIMPL, GR4H ou SCSRES, surestime l'intensité maximale de la première averse

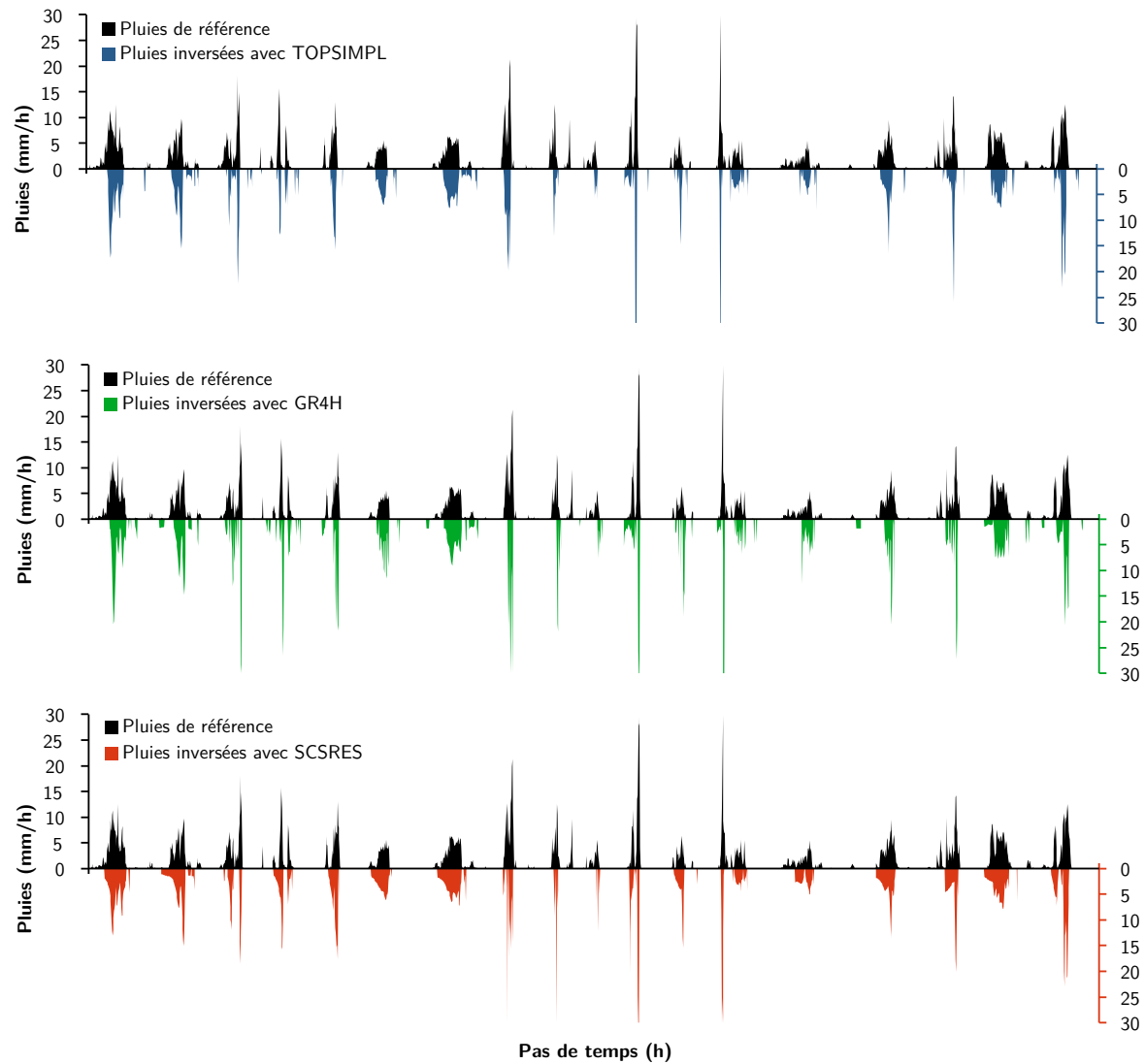


Figure E.2 – Comparaison des chronologies de pluies de référence avec les chronologies de pluies inversées avec TOPSIMPL, GR4H et SCSRES pour les 17 événements considérés dans cette thèse

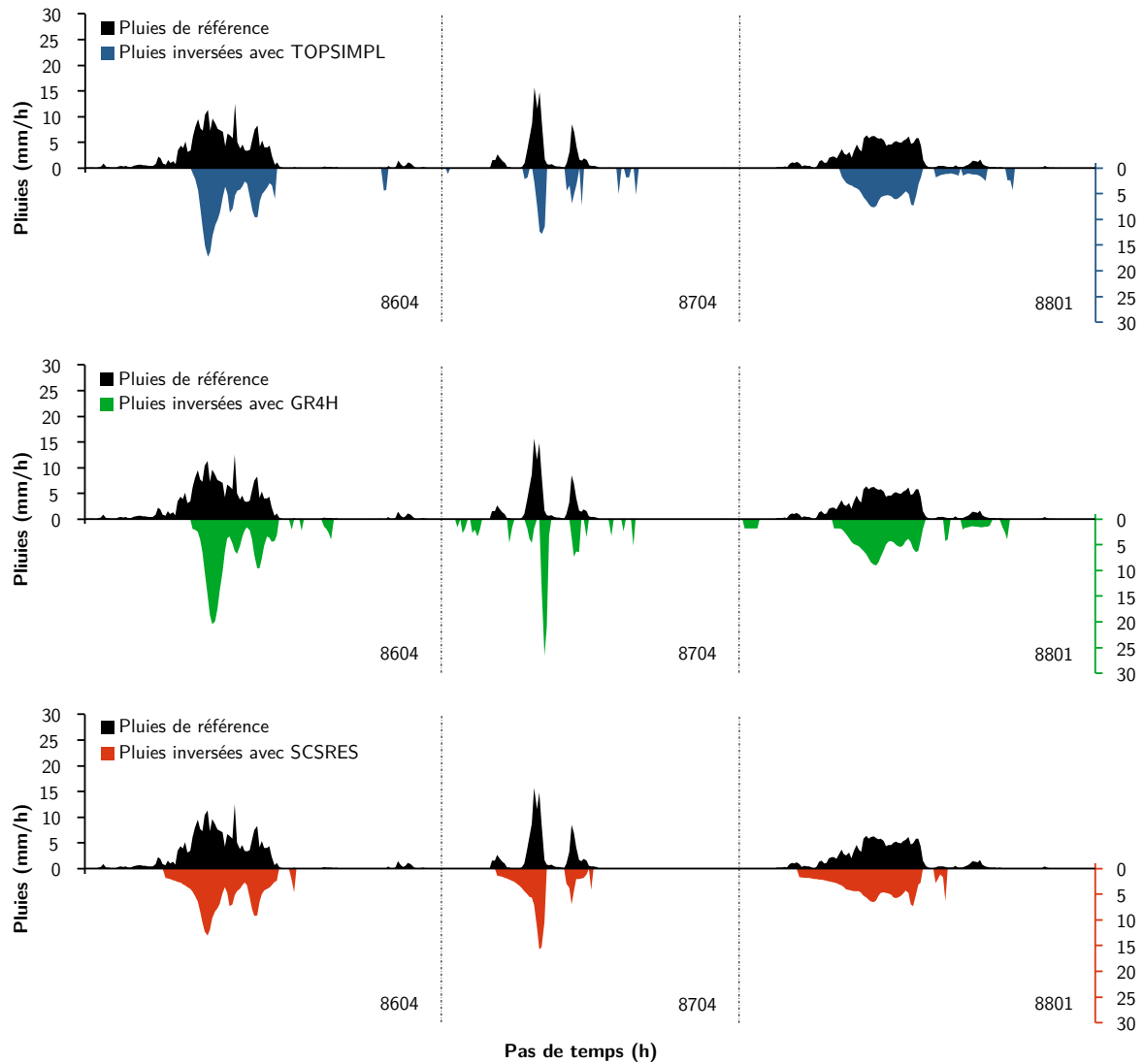


Figure E.3 – Comparaison des chronologies de pluies de référence avec les chronologies de pluies inversées avec TOPSIMPL, GR4H et SCSRES pour les événements 8604, 8704 et 8801.

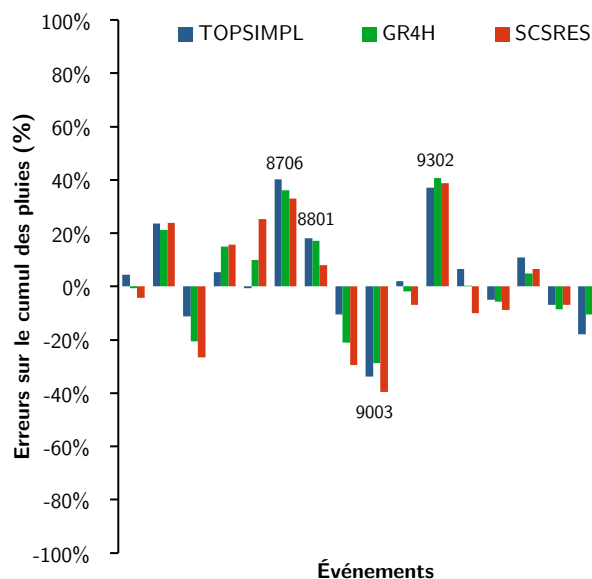


Figure E.4 – Erreurs (%) entre les cumuls événementiels des pluies de références et les cumuls événementiels des pluies inversées avec les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES.

mais sous-estime celle de la seconde averse. Cette homogénéité des résultats se constate plus particulièrement dans la figure E.4. Cette figure présente les erreurs entre les cumuls événementiels des pluies de référence et ceux des pluies inversées avec les trois modèles considérés. Comme il peut y être constaté, les cumuls événementiels obtenus avec les différents modèles sont correctement estimés pour les mêmes événements. De même, ils sont surestimés ou sous-estimés dans des ordres de grandeurs comparables pour les mêmes événements (e.g. surestimation de 40% des cumuls des événements 8706 et 9302 et sous-estimation de 40% du cumul de l'événement 9003).

Ces **résultats** sur les cumuls événementiels des pluies inversées apparaissent d'ailleurs **cohérents avec ceux** que nous avons **obtenus en calibration**. Les événements présentant le plus d'erreur sur le cumul des pluies inversées étaient en effet mal représentés par les modèles. Nous nous référons ici au tableau D.3 (cf. page 87) présentant les efficacités de Nash de chacun des événements après calibration des modèles. Il peut en particulier y être noté que l'efficacité de l'événement 9003 est négative pour les trois modèles. Celle de l'événement 9302 est proche de 0. L'inversion des pluies pouvant se définir comme une approche opposée à la simulation (*i.e.* utilisation d'un modèle hydrologique calibré pour estimer des pluies inconnues à partir de débits connus pour la première et utilisation d'un modèle hydrologique calibré pour estimer des débits inconnus à partir de pluies connues pour la seconde), il est par conséquent plutôt cohérent que les cumuls des pluies inversées des événements particulièrement mal représentés en simulation, soient éloignés des cumuls des pluies de référence de ces mêmes événements. Nous ajoutons que cela ne

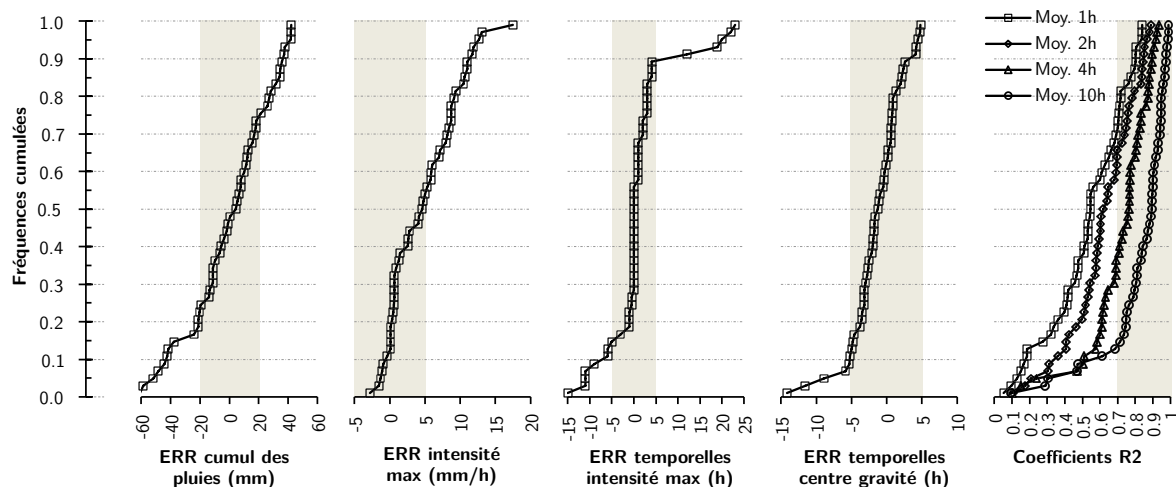


Figure E.5 – Distributions cumulées de critères comparant les chronologies de pluies inversées aux chronologies de pluies de référence. Les arrières-plans en marron indiquent les gammes de valeurs pouvant être considérées comme bonnes de ces critères.

se vérifie pas de manière systématique pour tous les événements. Les cumuls des pluies inversées de l'événement 8801 apparaissent surestimés avec les trois modèles alors que les efficacités de cet événement après calibration sont particulièrement bonnes (*i.e.* de l'ordre de 0.9). Sur ce point, nous concluons donc simplement que les événements mal simulés par les modèles s'avèrent aussi plutôt mal inversés par les modèles (selon le cumul événementiel des pluies inversées).

En plus du pourcentage d'erreur sur le cumul des pluies inversées, de nombreux critères ont été utilisés pour évaluer la potentielle qualité des chronologies de pluies inversées. Une synthèse de ces différents critères est proposée par la figure E.5. Celle-ci a été établie comme exposé dans [Michon et al. \[soumis.a\]](#), article proposé dans la section précédente. Chacune des chronologies horaires de pluies inversées¹ a ainsi été comparée avec la chronologie horaire des pluies de référence correspondante, afin de calculer : (1) l'erreur faite sur la valeur du cumul des pluies (mm) ; (2) l'erreur faite sur la valeur de l'intensité maximale des pluies (mm/h) ; (3) l'erreur faite sur le pas de temps de l'intensité maximale des pluies (h) ; (4) l'erreur faite sur le pas de temps du centre gravité du hyétogramme des pluies (h) ; (5) le coefficient R^2 (*cf.* équation C.3 en page 55) ; (6) le coefficient R^2 entre les pluies inversées et de références moyennées sur deux heures ; (7) le coefficient R^2 entre les pluies inversées et de références moyennées sur quatre heures ; (8) le coefficient R^2 entre les pluies inversées et de références moyennées sur dix heures. Ces différents critères ont ensuite été respectivement tracés sous forme de distributions de fréquences cumulées dans le figure E.5 selon l'approche proposée par [Le Lay and Saulnier \[2007\]](#)

1. Il s'agit ici de la totalité des chronologies de pluies inversées par les trois modèles (*i.e.* $3 \times 17 = 51$ chronologies).

(cf. aussi section D - IV - 2 en page 86 et [Michon et al. \[soumis.a\]](#)). Les gammes de valeurs qu'illustrent les arrières plan en marron dans la figure E.5 constituent des ordre de grandeurs *a priori* acceptables compte tenu du système hydrologique et des données hydrométéorologiques considérées. Nos analyses et remarques relatives à ces résultats sont les suivantes :

1. Pour 60% des chronologies de pluies inversées, l'erreur sur le cumul des pluies est comprise entre -20mm et 20mm et reste raisonnable. Pour 80% d'entre elles, cette erreur reste par ailleurs entre -40mm et 40mm. Il n'y a pas de tendance à la surestimation ou la sous-estimation du cumul des pluies.
2. Pour 60% des chronologies de pluies inversées, l'erreur sur la valeur de l'intensité maximale des pluies est comprise entre -5mm/h et 5mm/h et reste raisonnable. Une nette tendance peut néanmoins être notée sur l'estimation de cette valeur : 30% des chronologies de pluies inversées la surestiment d'au moins 10mm/h.
3. Pour 80% des chronologies de pluies inversées, l'erreur sur le pas de temps de l'intensité maximale des pluies est comprise entre -5h et 5h et reste raisonnable. Il n'y a pas de tendance à la surestimation ou la sous-estimation de ce pas de temps.
4. Pour plus de 90% des chronologies de pluies inversées, l'erreur sur le pas de temps du centre de gravité du hyétogramme des pluies est comprise entre -5h et 5h et reste raisonnable. Il n'y a pas de tendance à la surestimation ou la sous-estimation de ce pas de temps.
5. Seulement 30% des R^2 calculés entre les pluies inversées et de référence sont supérieurs à 0.7 lorsque celles-ci sont considérées au pas de temps horaire (cf. Moy. 1h dans la figure E.5).
6. La proportion des chronologies dont le R^2 dépasse 0.7 augmente néanmoins significativement lorsque celles-ci sont moyennées sur deux heures, quatre heures et dix heures. 70% des R^2 calculés entre les pluies inversées et de référence moyennées sur quatre heures sont supérieurs à 0.7.

De manière générale, il peut être conclu que **le volume et la dynamique temporelle globale des chronologies de pluies inversées est raisonnablement proche de celle des chronologies de pluies de référence**. Le point 2 nous confirme le fait que **les intensités maximales de pluies tendent à être quelque peu surestimées**.

Pour les besoins de cette thèse, les **résultats** présentés dans cette section peuvent et ont en définitive été **considérés suffisants**. Ils permettent en effet de **valider la faisabilité de l'inversion de pluies** telle que définie en section A - III - 5 (cf. page 20) : obtenir une estimation raisonnable d'une chronologie de pluies à partir d'une chronologie de débits et

en utilisant un modèle hydrologique calibré. En tant que **condition a priori nécessaire pour aborder l'inversion simultanée des pluies et des paramètres**, la résolution de ce problème nous a en effet permis de considérer faisable, puis de réaliser cette opération majeure de la thèse. Comme nous le verrons dans la section suivante, la validation de l'inversion des pluies nous a de plus permis de faire apparaître un **nouveau vecteur dans l'espace des connaissances**. Cette approche permet en effet, comme déjà constaté en section B - III - 1 (cf. page 30), de résoudre le problème hydrologique considéré dans cette thèse. Elle peut ainsi être représentée dans ce cadre commun qu'est l'espace des connaissances. La validation de l'inversion des pluies s'inscrit par conséquent aussi dans la démarche d'exploration de ce dernier qui constitue l'objet de la deuxième partie de cette thèse.

E - IV Résumé, conclusions et perspectives du chapitre

L'objectif de ce chapitre était de développer et de proposer des méthodes permettant de résoudre le problème hydrologique avec moins de connaissances relatives aux forçages météorologiques que celles habituellement exigées, afin de prolonger l'exploration de l'espace des connaissances. Deux méthodes ont concrètement été proposées. Cette conclusion débutera par un rappel des points importants de ces dernières. La résolution du problème hydrologique par ces méthodes sera ensuite explicitée. Enfin, des perspectives seront proposées.

Rappel des points importants des méthodes

La première méthode qui a été proposée est une méthode dite dans cette thèse d'**inversion des pluies et des paramètres**. Elle a été présentée dans [*Michon et al., soumis.a*], article sur lequel se base quasi-intégralement ce chapitre et dont cette conclusion rappelle les points importants. La méthode proposée permet de **spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique** donné et de **reconstituer la dynamique temporelle inconnue de chronologies de pluies**. Elle n'exploite pour cela que les cumuls événementiels de ces chronologies et les chronologies de débits concomitantes.

Pour un modèle hydrologique dont les paramètres sont à estimer et un événement de crue, cette méthode d'inversion des pluies et des paramètres peut basiquement être résumée comme suit. À chaque pas de temps de la chronologie des pluies initialement inconnue, est associée une variable à déterminer. Ces variables sont ensuite assemblées en un vecteur inconnu des pluies. Celui-ci est implémenté en entrée du modèle hydrologique. Le vecteur inconnu des pluies ainsi que celui formé des paramètres inconnus du modèle

sont enfin simultanément optimisés dans l'objectif de minimiser les écarts entre les débits simulés et les débits observés. Le cumul événementiel des pluies est par ailleurs utilisé pour contraindre le problème d'optimisation. Le cumul de la chronologie des pluies inversées est pour simplifier contraint d'égaliser le cumul des pluies observées.

Il est à préciser que cette procédure pouvant être et ayant été appliquée sans interférer avec la structure interne des modèles hydrologiques, la méthode proposée peut être considérée applicable indépendamment de ces derniers. Cela a été attesté par les résultats satisfaisant de l'application de cette dernière au système hydrologique et aux trois modèles hydrologiques considérés dans cette thèse (*i.e.* TOPSIMPL, GR4H et SCSRES). La méthode d'inversion des pluies et des paramètres proposée a en effet été prouvée capable d'estimer raisonnablement les paramètres de ces modèles. Il a de plus été montré que les chronologies de pluies horaires inversées par la méthode étaient estimées de manière satisfaisante.

La seconde méthode ayant été proposée est une méthode d'**inversion des pluies**. Celle-ci a été montrée capable d'**estimer des chronologies de pluies horaires inconnues** à partir des chronologies de débits concomitantes et en utilisant un modèle hydrologique calibré. Il s'agit en définitive d'une application particulière de la méthode d'inversion des pluies et des paramètres pour laquelle les paramètres des modèles hydrologiques sont supposés connus mais où la connaissance du cumul de pluies est en revanche indisponible. Sa procédure est donc basiquement la même que la première méthode proposée, à ceci près que les paramètres connus ne sont plus optimisés et que la contrainte sur le cumul de pluies n'est plus utilisée. Tout comme la méthode d'inversion des pluies et des paramètres, cette méthode d'inversion des pluies est donc applicable indépendamment des modèles hydrologiques. En ce sens, elle généralise donc aux modèles hydrologiques non-inversible analytiquement², l'approche proposée par [Kirchner \[2009\]](#). Sans inverser analytiquement les modèles hydrologiques considérés dans cette thèse, la méthode d'inversion des pluies proposée dans ce chapitre a été montrée capable de reconstituer de manière raisonnable les chronologies horaires de pluies de 17 événements à partir des chronologies de débits concomitantes.

Résolution du problème hydrologique

Dans le contexte de cette thèse, il peut aussi être montré que **les deux méthodes proposées** dans ce chapitre **permettent de résoudre le problème hydrologique** tel que défini en section D - II - 2 (*cf.* page 75). Si nous associons les connaissances qu'elles ont utilisées, à celles obtenues par leur application, chacun des trois éléments du système

2. Pour simplifier, une relation mathématique transformant directement les débits en pluies, ne peut être établie.

hydrologique considéré dans cette thèse s'avère connu de manière satisfaisante.

La méthode d'inversion des pluies et de paramètres qui a été proposée a ainsi permis, en exploitant les chronologies de débits des 17 événements considérés et les cumuls événementiels de pluies de ces mêmes événements, de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique donné et d'estimer des chronologies des pluies de ces événements. Chacun des éléments du système hydrologique s'avère donc connu après son application. Cela nous permet donc de considérer l'inversion des pluies et des paramètres comme une approche permettant de résoudre le problème hydrologique appréhendé dans cette thèse.

Inversion des pluies et des paramètres

Approche permettant de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique choisi et de reconstituer des chronologies de pluies, à partir de chronologie de débits et de cumuls événementiels de pluies. Approche ayant par ailleurs été prouvée capable de résoudre le problème hydrologique tel que défini dans cette thèse.

La méthode d'inversion des pluies qui a été proposée, en exploitant les chronologies de débits des 17 événements considérés et un modèle hydrologique calibré, a quant à elle amené une connaissance raisonnable des chronologies de pluies initialement inconnues de ces mêmes événements. Elle a donc aussi de fait complété la connaissance du système hydrologique. Cela nous permet aussi de valider l'inversion des pluies comme une approche permettant de résoudre le problème hydrologique appréhendé dans cette thèse.

Inversion des pluies

Approche permettant de reconstituer des chronologies de pluies à partir de chronologie de débits et en utilisant un modèle hydrologique calibré. Approche ayant par ailleurs été prouvée capable de résoudre le problème hydrologique tel que défini dans cette thèse.

La résolution du problème hydrologique par ces deux approches ajoute ainsi **deux nouveaux point dans l'espace des connaissances** : les combinaisons de connaissances qu'elles exploitent (cf. figure E.6). Il s'agit de la combinaison **cumuls de pluies & chronologies de débits & structure de modèle hydrologique** pour l'inversion des pluies et des paramètres et de la combinaison **chronologies débits & modèle hydrologique calibré** pour l'inversion des pluies. Ces deux approches apparaissent alors dans l'espace des connaissances comme des vecteurs reliant, les points positionnés selon ces connaissances, à celui pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante. Nous rappelons d'ailleurs que le contenu informatif d'un cumul de pluies pouvant intuitivement être considéré inférieur à celui d'une chronologie de pluies, cette connaissance se positionne donc plus proche de l'origine qu'une chronologie de pluies sur l'axe portant sur les forçages météorologiques dans l'espace des connaissances (cf. section B - III - 3 en page 32).

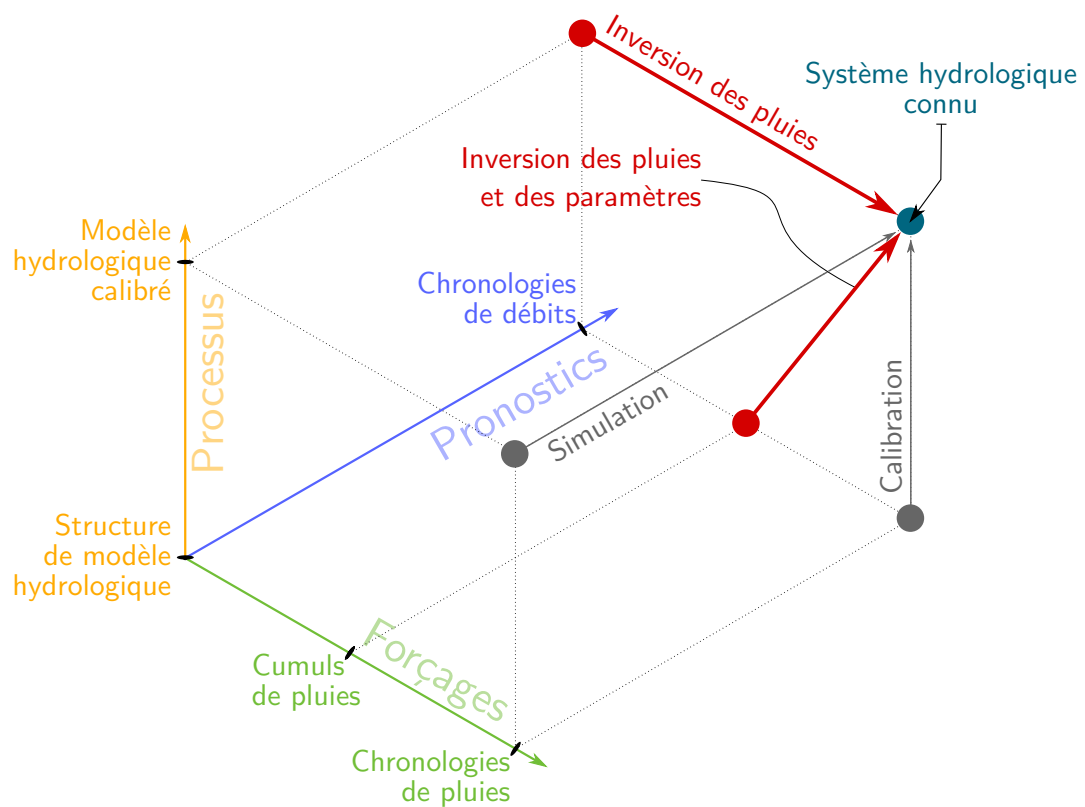


Figure E.6 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant les approches d'inversion des pluies et des paramètres et d'inversion des pluies ayant été prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

Perspectives et limites

En plus de résoudre le problème hydrologique considéré dans cette thèse, les méthodes proposées amènent aussi des solutions concrètes et potentiellement utiles pour **l'appréhension de systèmes hydrologiques pour lesquels peu de connaissances sur les forçages météorologiques sont disponibles**.

Alors que la spécification des paramètres de modèles hydrologiques par calibration nécessite typiquement des chronologies concomitantes de pluies et de débits, par inversion des pluies et des paramètres, cette opération pourra désormais potentiellement se faire seulement en ayant connaissance de cumuls de pluies et de chronologies de débits. Par rapport à une chronologie de pluies, le fait qu'un **cumul de pluies** puisse être considéré comme **une donnée moins chère** et/ou **plus simple à mesurer** puisqu'elle ne nécessite pas d'être échantillonnée à de faibles pas de temps et/ou de manière automatique, constitue un avantage. Un cumul de pluies étant échantillonné à des pas de temps relativement plus important qu'une chronologie de pluies, il peut de plus être considéré moins impacté par la variabilité spatiale de ces dernières que ne l'est *a priori* leur chronologie [Lebel et al., 1987; Berne et al., 2004]. Potentiellement, les paramètres des modèles hydrologiques spécifiés par inversion des pluies et des paramètres pourraient ainsi s'avérer moins impactés par d'éventuelles incertitudes sur les pluies (cf. Michon et al. [soumis.a]).

La possibilité d'estimer des chronologies de pluies sans ou avec peu de connaissances relatives aux forçages météorologiques par les méthodes proposées pourra aussi apparaître utile dans certaines situations. Comme expliqué en section A - III - 5 (cf. page 20), pour de multiples raisons les connaissances disponibles sur les forçages peuvent s'avérer inappropriées (e.g. échantillonnées à des échelles spatio-temporelle non significatives vis à vis des processus hydrologique) ou encore inexistantes (e.g. pertes de communication ou des moyens de mesure, contexte paléo-hydrologique). Comme défendu par Kirchner [2009], l'inversion de pluies permet alors potentiellement de **ré-analyser, corriger, adapter, compléter et/ou estimer des chronologies de pluies**, voire d'autres chronologies de forçages météorologiques comme les précipitation neigeuses [Teuling et al., 2010]. Les deux méthodes présentées rendent possible cette opération pour des modèles hydrologiques non-inversibles analytiquement et à partir différentes connaissances disponibles : chronologies des débits et modèle hydrologique calibré pour la méthode d'inversion des pluies ; chronologies des débits, cumuls de pluies et structure de modèle hydrologique pour celle d'inversion de pluies et de paramètres.

Comme nous le détaillerons au chapitre G (cf. page 149), une perspective d'**application opérationnelle** pour la **prévision des crues en temps réel**, pourrait aussi être apportée par la méthode d'inversion des pluies proposée. La méthode proposée pourrait en effet être utilisée afin de **reconstituer des pluies à partir de chronologies de débits**

observés jusqu'à un instant donné (e.g. instant présent) lorsque celles-ci se sont par exemple avérées indisponibles (e.g. situation de black-out). Les chronologies de pluies alors inversées pourraient ensuite être utilisées en simulation pour prévoir les débits futurs inconnus en utilisant le modèle hydrologique calibré. Une telle application de la méthode d'inversion sera explorée au chapitre [G](#) (cf. page 149) auquel le lecteur est invité à se référer pour une description plus approfondie.

Cependant, il est aussi important de rappeler que les méthodes proposées n'ont été corroborées que par leur application à l'unique système hydrologique analysé dans cette thèse et en utilisant trois modèles hydrologiques particuliers. Les résultats présentés dans ce chapitre doivent donc être relativisés, ce qui limite leur potentielle généralisation. Pour cela, il apparaît nécessaire d'**appliquer les méthodes proposées à d'autres cas d'études** et en utilisant d'autres modèles hydrologiques. D'autres applications s'avèrent par ailleurs nécessaire afin de mieux appréhender leurs incertitudes structurelles, dont certaines ont été soulevée dans [Michon et al. \[soumis.a\]](#).

Un réflexion pourrait en particulier être portée sur ce que nous appelons le **pas de temps d'inversion**. Telles que présentées dans ce chapitre, les méthodes d'inversion des pluies et d'inversion des pluies et des paramètres ont été appliquées à partir de chronologies de débits observées au pas de temps horaire, pour estimer des chronologies de pluies au pas de temps horaire. Les chronologies de pluies ont donc été inversées à un pas de temps (dit pas de temps d'inversion) identique à celui des observations (dit pas de temps de mesure). Compte tenu de la dynamique d'un système hydrologique donné, la variabilité des débits ne peut pas être expliquée par une variabilité des pluies si ces dernière sont inversées à un pas de temps trop important (e.g. inversion des pluies au pas de temps journalier pour le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé). Réciproquement, si le pas de temps d'inversion est trop fin, le contenu informatif (cf. section [B - III - 3](#) en page 32) de la chronologie des débits deviendra trop faible pour identifier les pluies de manière univoque (e.g. inversion des pluies au pas de temps cinq minutes pour le système hydrologique de l'Ardèche à Vogüé). Le pas de temps d'inversion adéquat peut donc être *a priori* différent de celui du pas de temps de mesure.

De futurs travaux pourraient également se focaliser sur l'exploitation d'autres connaissances pour contraindre l'algorithme d'inversion des pluies des paramètres proposé. Tel que présenté dans ce chapitre, nous rappelons que celui-ci est contraint par le cumul événementiel des pluies. L'**exploitation des réflectivités radar** pourrait par exemple être envisagée. Ces données apportent des connaissances plutôt précises sur la variabilité spatiale des pluies mais se doivent d'être transformées par un modèle d'observation appelé relation Z-R pour fournir une connaissance raisonnable des chronologies de pluies (cf. section [C - II - 1](#) en page 40). Si, lorsque cette relation est connue, les paramètres d'un modèle hydrologique peuvent *a priori* être spécifiés par calibration, une méthode

dérivant de la méthode d'inversion des pluies et des paramètres et exploitant directement les réflectivités radar **lorsque la relation Z-R n'est pas connue**, pourrait aussi être proposée afin de les spécifier. Des connaissances apportées par les réflectivités radar sur la dynamique temporelle des pluies (e.g. dates de débuts et d'arrêts de pluies, pas de temps d'intensité maximale, etc.) pourraient par exemple être exploitées. De manière plus exploratoire, par une telle méthode, des pluies spatiales pourraient potentiellement aussi être inversées.

Une méthode dérivant de la méthode d'inversion des pluies et des paramètres pourrait aussi être proposée afin d'**exploiter des chronologies de pluies et de débits non-concomitantes**. Si de telles données peuvent apparaître difficilement exploitables en calibration classique, des statistiques sur les chronologies de pluies non-concomitantes (e.g. variances, écart-types, intensités moyennes, densités de probabilités définies *a priori*, etc.) pourraient potentiellement fournir des connaissances exploitables pour contraindre un algorithme d'inversions des pluies et des paramètres.

CHAPITRE F

Connaître le système hydrologique par calibration pluie-hauteur d'eau ?

F - I Préambule du chapitre

Comme exposé en section E - I du chapitre précédant (*cf.* page 93), pour résoudre le problème hydrologique, les approches usuelles de calibration et de simulation nécessitent certaines connaissances spécifiques, pouvant s'avérer potentiellement partielles voire indisponibles. Cela rend alors la résolution du problème hydrologique et donc la connaissance de certains systèmes hydrologiques difficilement accessible dans certaines situations. Ainsi, dans ce chapitre, en poursuivant l'exploration de l'espace des connaissances, nous proposerons pour les mêmes raisons que dans le chapitre précédent, une méthode permettant de **résoudre le problème hydrologique** avec des connaissances différentes celles que l'on a l'habitude d'exiger. Le problème hydrologique sera concrètement appréhendé avec des **connaissances différentes sur les pronostics hydrologiques**.

Rappelons au préalable que de manière générale, les pronostics hydrologiques tels que considérés dans cette thèse, les débits à l'exutoire du bassin versant, sont estimés de manière indirecte, à partir de grandeurs suivant son comportement. La hauteur d'eau est l'une de ces grandeurs et s'avère la plus couramment utilisée (*cf.* section A - III - 3, page 13). Pour apporter la connaissance du débit, celle-ci se doit néanmoins d'être transformée, typiquement par une courbe de tarage (*cf.* définition en section C - II - 2, page 41).

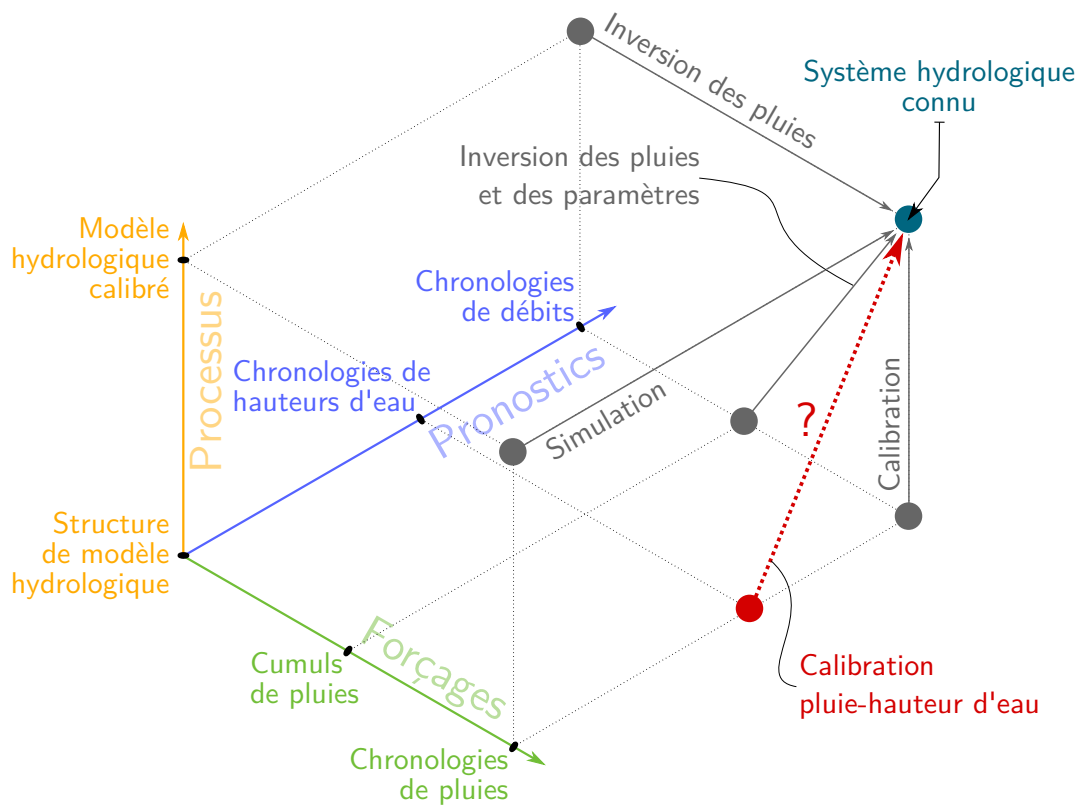


Figure F.1 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant l'approche de calibration pluie-hauteur d'eau qui sera prouvée capable, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

Par conséquent, la connaissance du débit nécessite typiquement non seulement celle de la hauteur d'eau, mais aussi celle de ce modèle d'observation. Il en est donc de même de la résolution du problème hydrologique par calibration. Cette approche nécessite en effet la connaissance des débits pour spécifier les paramètres des modèles hydrologiques. Dans ce chapitre, nous nous proposons de nous abstenir de la connaissance de la courbe de tarage pour cette opération. Concrètement, une méthode permettant de résoudre le problème hydrologique par exploitation d'une structure de modèle et de **chronologies concomitantes de pluies et de hauteurs d'eau**, sera présentée. Les paramètres hydrologiques seront donc notamment spécifiés **sans la connaissance de la courbe de tarage**, ce qui nous a amené à appeler cette approche, **calibration pluie-hauteur d'eau**. Nous ajoutons qu'une telle courbe de tarage sera par ailleurs estimée par la méthode qui sera présentée.

Comme l'illustre la figure F.1, la calibration pluie-hauteur d'eau apparaîtra alors dans l'espace des connaissances comme un vecteur reliant, le point positionné selon la combinaison de connaissances qu'elle exploite : **chronologies de pluies & chronologies de hauteurs d'eau & structure de modèle hydrologique** ; au point pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante. Le contenu informatif d'une chronologie de hauteurs d'eau pouvant intuitivement être considéré inférieur à celui d'une chronologie de débits (*cf.* section B - III - 3 en page 33), cette connaissance se positionne donc plus proche de l'origine qu'une chronologie de débits sur l'axe portant sur les pronostics hydrologique dans l'espace des connaissances.

Tout comme le chapitre précédent, ce chapitre sera principalement basé sur un article (*i.e.* Michon *et al.* [soumis.b]). Celui-ci sera dans un premier temps proposé. Il présentera la méthode de calibration pluie-hauteur d'eau. Si elle sera validée par son application aux trois modèles hydrologiques utilisés dans cette thèse (*i.e.* TOPSIMPL, GR4H et SCSRES), une approche multi-modèle associant leurs résultats respectifs sera aussi proposée. Dans un second temps, une conclusion incluant un résumé de cet article et des perspectives relatives à la méthode proposée clôturera le chapitre et la deuxième partie de cette thèse.

Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identification of parameters values and discharge rating-curve.

T. Michon¹, G.M. Saulnier¹, W. Castaings²

Abstract. Rainfall-runoff models classically need to calibrate their parameters using rainfall/discharge records. This procedure may be impacted by discharge measurements uncertainties, i.e. rating-curves uncertainties, and questions the relevancy of calibrated parameters values. This paper would like to explore the possibility to identify in the same algorithm both parameters values of any rainfall-runoff models and the river section rating-curve. Using only river stage data and areal rainfall time series, it is shown that it is indeed possible to obtain relevant rainfall-runoff parameters values and rating-curves similar to the reference rating-curve. It is furthermore shown that a multi model approach combining the rating-curves obtained by inverting each of the three parcimonious rainfall-runoff models tested in this paper may give rating-curve very similar to the reference rating-curve, without using any gauging data, at least on this case study. This work was tested on the Vogüé catchment (Cevennes Vivarais region, South of France) prone to flash-floods. As no evidence that this method would apply with the same performance on different catchments, the heuristic method suggested in this paper would gain in being now challenged in different hydrological context with various hydrological processes in inter-action.

1. Introduction

Rainfall-runoff models usually need a calibration step to set their parameters values. Either because parameters have physical meaning but are not easily reachable by field measurements ([Beven, 2006]) or parameters are purely numerical conceptual models, rainfall-runoff models usually examine parameters space to find parameters values combination that fit the best calculated and observed discharge time series (storm events or continuous discharge time series).

Using uncertain discharge data is then expected to impact the relevancy of rainfall-runoff parameters values identification. But discharge measurements are known to be potentially significantly uncertain. Indeed, it is usually impossible to measure discharge directly. Undirect measurements are preferentially performed: wading measurements, velocity measurements of the flowing water at a number of points over the cross section, dilution gauging, etc. Furthermore, these discharge estimates by indirect means can be difficult and dangerous to obtain on field. These gauged discharges are then generally acquired for a limited values range. Discharges are calculated by a rating-curve (curve showing the relation between river stage and discharge of a stream at a hydrometric station) inside this range. This rating-curve is extrapolated for extreme events, i.e. for discharge values out of the gauged values range.

Traditionally, rating-curves refer to simple power-laws or polynomial functions with few parameters, usually fitted over a set of stage/discharge pairs. Many works aimed at providing different ways to establish such rating-curves.

Mass and momentum conservation equations may be used to model rating-curves. Although such models are physically-based, some of their parameters can not be measured at model scale (e.g. Manning coefficient). Thus, these have to be also fitted over a set of stage/discharge pairs. Kean and Smith [2005, 2010]; Nathanson *et al.* [2012] for examples proposed hydraulic method to set up rating-curve from geomorphological data. Artificial intelligence techniques have also been employed for setting up rating-curves (see for example [Singh *et al.*, 2014]). These techniques may include artificial neurone networks [Habib and Meselhe, 2006], fuzzy logic [Lohani *et al.*, 2006], genetic algorithms [Güven and Aytekin, 2009], etc. In some cases, such solutions proved to be interesting ways for tackling dynamic and non-bijective stage-discharge relationship (e.g. hysteresis effects).

Whatever the method used, estimating discharge using rating-curves questions several sources of uncertainty. Obviously, errors in discharge measurements [Sauer and Meyer, 1992] used to fit the rating-curve lead to systematic errors in discharge estimates using rating-curves. Gauged discharges used to establish the rating-curve usually correspond to ordinary flows conditions. Despite the more or less complex assumptions underlying rating-curve extrapolation methods, extrapolating these rating-curves to high and low flow conditions remains a scientific challenge ([Di Baldassarre and Montanari, 2009]). And anyway, a rating-curve remains a simple mathematic function that may be too simple to catch stage-discharge relationship non linearity and non bijectivity.

If discharges are known to be uncertain, one may question the relevancy of rainfall-runoff models parameters values obtained by calibration (see for example [Kavetski *et al.*, 2006a, b; Vrugt *et al.*, 2008; McMillan *et al.*, 2010]). Some recent papers addressed the specific rating-curves uncertainties issues (see for examples Pappenberger *et al.* [2006]; Reitan and Petersen-Overleir [2008, 2009]; Di Baldassarre and Montanari [2009]; McMillan *et al.* [2010]; Westerberg *et al.* [2011]; Domeneghetti *et al.* [2012]; Sikorska *et al.* [2013]; Singh *et al.* [2014]). On the opposite, as parameters values of calibrated rainfall-runoff models are not systematically discussed or compared to field data, one may think that calibration may affect parameters values in an acceptable way,

¹EDYTEM (Environments, Dynamics and Mountains Territories), University of Savoie, CNRS UMR5204, Campus Scientifique Savoie Technolac, F-73376 Le Bourget du Lac, France

²TENEVIA, Immeuble CEDRAT, 15 Chemin de Malacher, Innovallée, FR - 38240 Meylan, France

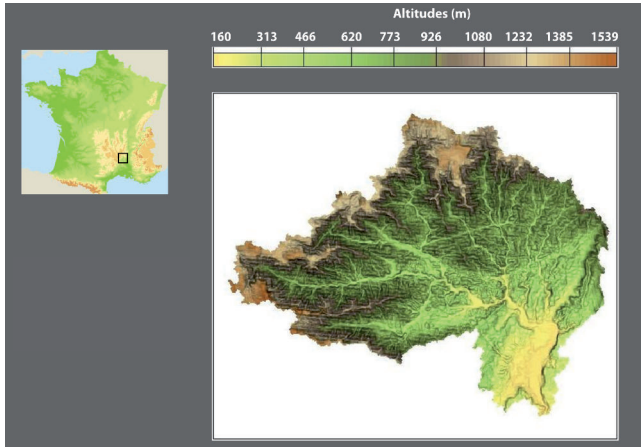


Figure 1. Vogüé catchment, 640km².

thus decreasing the effect of rating-curve uncertainties on discharges simulation relevancy.

This paper aims at evaluating to which extend it is possible to determine parameters values of rainfall-runoff models without knowledge at all about the rating-curve of a given catchment. A heuristic approach is suggested which identify in the same step rainfall-runoff models parameters values and the stage-discharge relationship on the river stage values range given as an input of the method. The approach suggested in this paper differs then from classical studies that calibrate rainfall-runoff models purely on river stage data. Rainfall and river stage data are indeed used here, but the simultaneous identification of a rating-curve while calibrating rainfall-runoff models parameters may appear as an original approach.

Furthermore, this approach is model independant. This means that rainfall-runoff models of various types may be used. But as it will be explained, results are sensitive to the rainfall-runoff model relevancy. Three different rainfall-runoff parcimonious models will be tested in this paper.

The paper is organised as follows. Section 2 presents the case study, the different rainfall-runoff models used in this paper and a classical calibration results considered as "references" for next comparisons. Section 3 presents the suggested method. Results of the method application to the case study are presented in section 4.1 and analyzed in section 4.

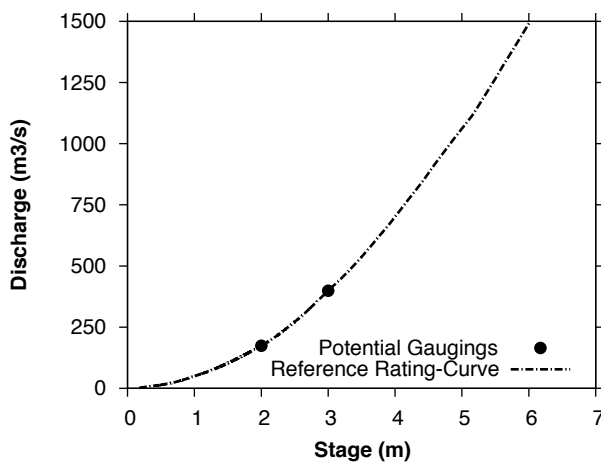


Figure 2. Reference rating-curve with two potential gaugings (2m and 3m) set up at Vogüé hydraulic station.

2. Case study

2.1. The Vogüé catchment and data

Analysis presented thereafter focus on the Vogüé catchment (640km²). It is an Ardèche subcatchment (2240km²) which is located in the north of the Cévennes region (south of France, see figure 1). In this region, precipitation are usually due to quasi-stationary convective systems and can be particularly strong. They may lead to high cumulative rainfall amounts and generate catastrophic flash flood events (e.g. Delrieu *et al.* [2005]).

The relief of Cévennes is a south-easterly facing slope starting from Mediterranean shore and the Rhône Valley [Saulnier and Le Lay, 2009]. The altitude of the Vogüé catchment mountains varies from 160 m at its outlet, to up to 1539 m. Their average altitude is about 720 m (see figure 1). Its lag time is in the order of four hours. During the last decade, several hydrological researches focussed on the Vogüé catchment (for examples see Zin [2002]; Saulnier and Datin [2004]; Castaings [2007]; Boudevillain *et al.* [2011]) which provided the dataset used in this paper.

17 floods events (see details in table 2) were available for this study with hourly areal rainfall data and hourly stage measurements. These events are different in span and duration. They were selected from Saulnier and Datin [2004] (see also Castaings [2007]). Areal rainfall data at the catchment were calculated by kriging 37 rain gauges at an hourly time step. The kriged map was averaged over Vogüé catchment surface (from Saulnier and Datin [2004]). Hourly stage river time series were measured at Vogüé hydraulic station.

Reference discharge data will be used to evaluate the relevancy of the results presented later in this paper. They were obtained using the rating-curve presented in figure 2 (which is not used by the heuristic method suggested in this paper) and the river stage time series available for this study (which are used as input data by the heuristic method suggested in this paper). Two particular points are plotted on this figure, their usefulness will be discussed later.

2.2. Rainfall-runoff models

As previously explained, the heuristic method presented in this paper is model independant. Several rainfall-runoff models were tested. Even of each model is parcimonious one may consider that their underlying assumptions and algorithms are significantly different.

The three rainfall-runoff models used here are briefly described below.

2.2.1. GR4H

The GR4H model is an hourly lumped model. It was derived from the GR4J model [Perrin *et al.*, 2003] which was developed without a priori about the predominant hydrological processus at the catchment scale. The GR4H model

Table 1. TOPSIMPL, GR4H and SCSRES calibration results.

Models	Parameters	Calibrated values	Nash eff.
TOPSIMPL	T_0	0.531	0.84
	m	0.032	
	$SRMax$	0.033	
	$Inter$	0.0	
GR4H	$X1$	0.313	0.84
	$X2$	0.034	
	$X3$	-0.0010	
	$X4$	2.229	
SCSRES	S	0.194	0.81
	dS	0.006	
	w	0.868	

Table 2. Selected storms details.

Storm ID.	Starting date	Duration (days)	Total rainfall (mm)	Max. rainfall (mm/h)	Initial stage (m)	Max. stage (m)	Initial discharge (m ³ /s)	Max. discharge (m ³ /s)
8604	12 Nov 1986	6	266.7	12.5	0.23	4.44	3.9	855
8702	02 Apr 1987	5	175.9	9.7	0.44	4.87	11.5	1016
8703	04 Oct 1987	4	182.8	18.2	0.25	3.73	4.5	612
8704	09 Oct 1987	5	118.8	15.6	0.83	3.33	34.8	486
8705	28 Oct 1987	3	124.3	13.0	0.99	4.45	49.3	860
8706	03 Dec 1987	6	104.7	5.6	0.42	3.06	11.0	416
8801	12 Jan 1988	6	200.0	6.3	0.38	3.96	9.3	688
8902	02 Nov 1989	4	199.7	21.2	0.17	3.89	2.0	663
9003	15 Oct 1990	7	153.8	12.5	0.34	1.91	7.9	161
9203	21 Sep 1992	4	202.6	29.3	0.28	7.77	5.9	2354
9302	19 May 1993	4	69.6	6.3	0.44	2.61	11.7	297
9303	22 Sep 1993	5	193.3	29.9	0.24	3.57	4.2	559
9306	31 Oct 1993	7	112.7	5.5	0.51	2.26	14.7	221
9401	04 Jan 1994	6	156.2	9.6	0.38	3.82	9.3	640
9404	21 Sep 1994	5	159.3	14.3	0.44	3.99	11.5	697
9405	19 Oct 1994	5	230.5	7.2	0.66	3.93	22.2	678
9503	03 Oct 1995	5	206.6	12.5	0.61	5.76	19.5	1382

is based on 2 interconnected stores. It has 4 parameters to calibrate ($X1$, $X2$, $X3$ and $X4$).

The $X2(m)$ parameter is the storage capacity of the first store. A unit hydrograph transfer module [Sherman, 1932] connects this store to a second store of storage capacity $X1(m)$. The peak time of the unit hydrograph is controlled by the $X4(h)$ parameter. The last parameter $X3(-)$ controls the water balance by allowing groundwater exchange (either positive or negative).

2.2.2. SCSRES

The second model which will be used is a modified SCS model (Soil Conservation Service, see Mishra and Singh [2010]). It is denoted SCSRES in this paper. Runoff is calculated at each time step by using a SCS-based formulae (see Gaume et al. [2004]). Such a way of modelling the rainfall-runoff relationship may be seen as laying emphasis on the Hortonian runoff process [Horton, 1933]. The SCSRES model has 3 parameters to calibrate (S , dS and w).

The $S(m)$ parameter is the initial infiltration capacity of the catchment soil. It controls the runoff coefficient calculation. This coefficient split effective rainfall between runoff and infiltration. An empirical law with equation parameter $dS(h^{-1})$ controls the soil exfiltration. A proportion $w(-)$ of this soil exfiltration may be able to flow into the river.

Detailed descriptions of the SCSRES model may be found in Marchandise [2007] or Bouvier et al. [2011].

2.2.3. TOPSIMPL

The last model which will be used in this paper is TOPSIMPL (see Saulnier [1996] or Saulnier et al. [1997]). It is a simplified event based version of the model TOPMODEL [Beven and Kirkby, 1979]. This model uses variable contributing areas concepts introduced by Cappus [1960] and applied at a catchment scale by Hewlett and Hibbert [1967]. It may be seen as laying emphasis on Hewlettian runoff process. The version of TOPMODEL used has 4 parameters to calibrate (T_0 , m , $SRMax$ and $Inter$).

Infiltration and subsurface flow processes are controlled by the hydraulic soil transitivity at the surface $T_0(m^2/h)$ and its exponential decrease with soil depth $m(m)$. The two other parameters describe a soil root zone storage. The $SRMax(m)$ parameter is the maximum level of the interception and soil root zone storage. The $Inter(m/h)$ parameter is the maximum rate of water layer loss by interception and evapotranspiration.

2.2.4. "Classical calibration" as reference

To establish some references to analyze the results of the method presented later in the paper, a classical calibration of the three rainfall-runoff models was performed.

For each of the three rainfall-runoff models, the classical calibration was performed as follows:

- The parameters space is sampled by using a Monte-Carlo type algorithm.
 - One million parameter sets are used to simulate discharge time series.
 - Calculated discharges were compared to reference discharges by using the Nash efficiency.
 - The parameter set which maximises the Nash efficiencies is kept and considered as the calibrated parameter set.
- Table 1 details the results of this classical calibration. As it can be noticed, the best Nash efficiencies of the three rainfall-runoff models are all greater than 0.8 which may be considered as acceptable.

3. Method

For a given rainfall-runoff model, the heuristic method to estimate both rainfall-runoff model parameters values and rating-curve proceeds as follows :

- the parameter space is sampled using a Monte-Carlo algorithm.
- for each sampled parameter set, the rainfall-runoff model is runned for each storm event.
- a non-parametric curve is fitted between the calculated discharges and the observed river stages of same time steps (this point is detailed in what follows).

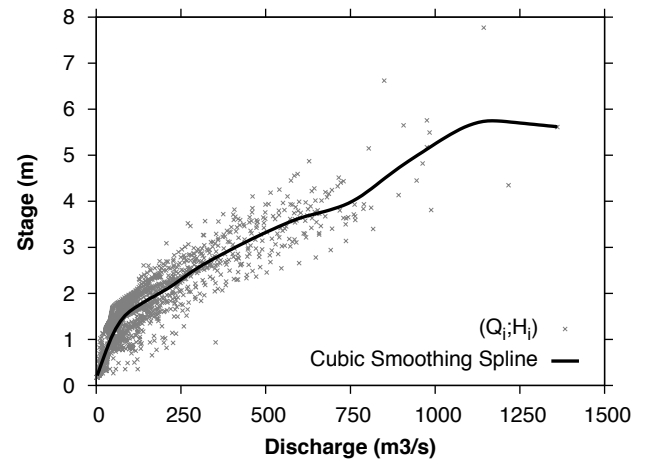


Figure 3. Cubic smoothing spline set up over $(Q_i; H_i)$ pairs. Q_i are all events TOPSIMPL simulated discharges and H_i are concomitant observed stages.

- calculated discharges are transformed into calculated river stages using the previously fitted rating-curve.
- the Nash efficiencies from calculated vs observed river stages is calculated to quantify the relevancy of the tested parameter set.

It will be show later in this paper that this procedure may be completed by other steps to obtain more interesting results. But for the moment, this first procedure is detailed and discussed.

At this point, the only difficulty lies in how establishing a rating-curve between calculated discharges and observed river stages. Indeed, no reason ensures that narrow ranges of calculated discharges corresponds to narrow ranges of observed river stages and same for the other way round. In other words, nothing ensure at this step that the dotted plot of calculated discharges vs. observed river stages shows a regular curve, even if slightly fuzzy, as expected from a rating-curve. Indeed, Figure 3 give an example of such a dotted plot, for one of the three rainfall-runoff models and a particular parameter set (couple calculated discharges vs corresponding observed river stages in gray cross). As it can be seen in this figure, the couples calculated discharge/observed stage for each time step of each event do not align on regular and monotonous relationship. This is expected as for some time steps, for example, the rainfall-runoff model may surestimate the discharge while for another time step, with the same observed river stages, the rainfall-runoff model may underestimate the discharge. Errors in the rainfall-runoff model maximize then the fuzziness of such comparisons.

Nevertheless, a rating-curve has to be fitted in such dotted plot. Furthermore, the fitted rating-curve should be established without neither knowledge about the reference rating-curve, nor reference discharge, nor river cross-section geomorphological data (e.g. bathymetry) as stated in this paper.

In this paper, cubic smoothing spline [Schoenberg, 1964; Reinsch, 1967; Silverman, 1985] over the couples of calculated discharges and corresponding observed river stages was tested. Cubic spline may be seen as non parametric curve with high potential to fit complexe curves. The automatic algorithm for cubic smoothing spline used in this paper was proposed by Pollock [1993]. As suggested by Craven and Wahba [1978], the computed spline was set up over the couples of calculated discharges and corresponding river stages using a cross validation method.

As an example, figure 3 presents an example of such a cubic smoothing spline over the couples of calculated discharges and corresponding observed river stages of all storm events simulated by one of the three rainfall-runoff models. As shown in figure 3, the fitted relationship between discharge and river stage does not show any evidence of physically constraints (geomorphology, bathymetry, etc.) and rather appears as purely statistical which is a will of this work that assumes no available information on the tested river section.

4. Results and discussions

4.1. Application to the Vogüé catchment

The method presented above was applied to the case study and for the three rainfall-runoff models previously listed. The parameters space was sampled by using a Monte-Carlo type algorithm and 100 000 parameter sets were tested. For each of the models, the corresponded values and the Nash efficiency between calculated and observed river stages are given in Table 3.

Table 3. TOPSIMPL, GR4H and SCSRES parameters estimated by the proposed method.

Models	Parameters	Optimised values	Stage Nash eff.
TOPSIMPL	T_0	1.261	0.90
	m	0.036	
	$SRMax$	0.031	
	$Inter$	0.0	
GR4H	$X1$	0.327	0.87
	$X2$	0.024	
	$X3$	-0.0007	
	$X4$	3.156	
SCSRES	S	0.174	0.88
	dS	0.011	
	w	0.805	

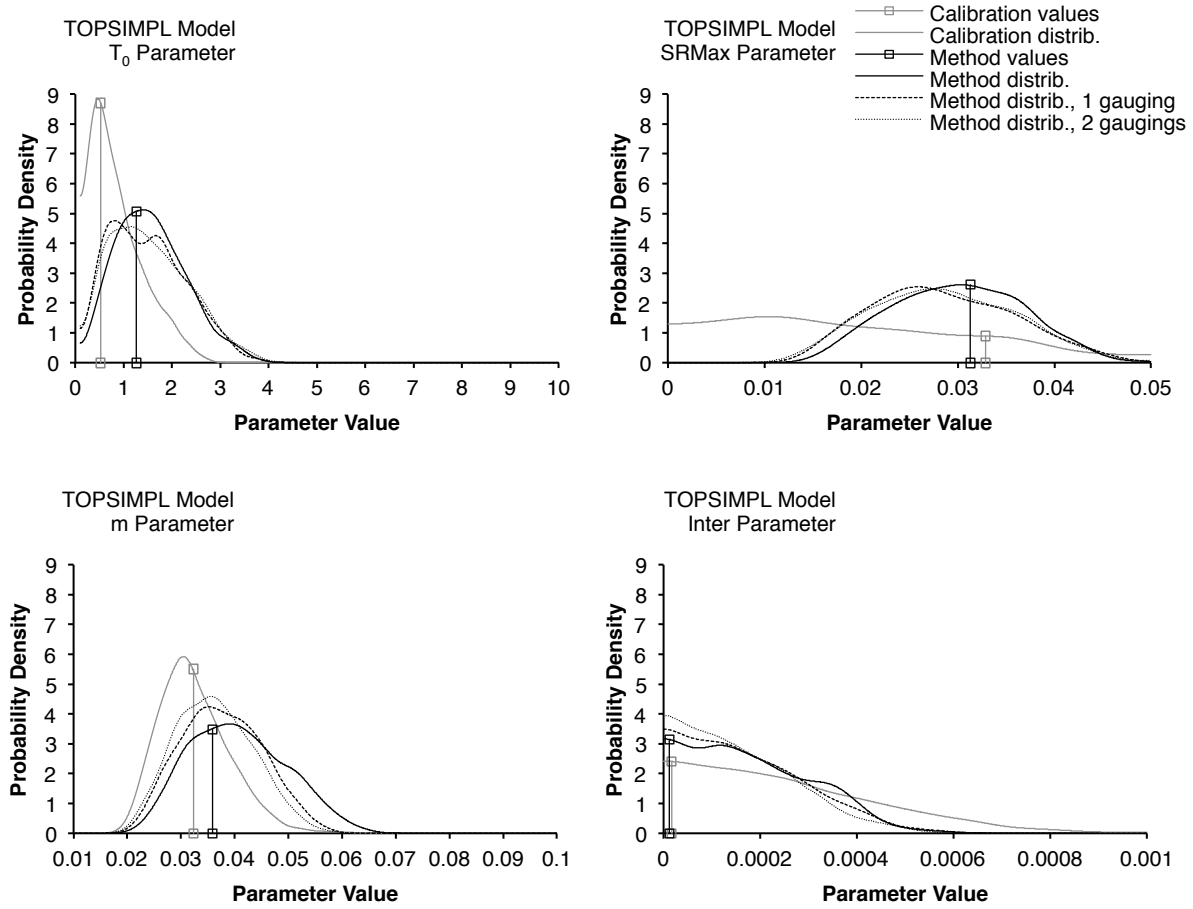


Figure 4. Comparison of calibration results and the proposed method results. Plots show marginal posterior probability density function for each of the TOPSIMPL model parameters.

4.2. Posterior parameters values distributions

For both classical calibration and parameters values estimation by the heuristic method previously detailed, marginal posterior probability density function were built for the 1000 parameters sets (i.e. 1/100 of the initial parameter space sample of 100 000 parameter sets as previously explained) that gave the best Nash values. These Nash values were obtained by comparison between calculated and observed discharges for the classical calibration and by comparison between calcu-

lated and observed river stages for the heuristic method. Marginal posterior probability density functions were set up by using a bounded kernel density estimation (see detailed development on kernel density estimation techniques in *Silverman* [1986] or *Wand and Jones* [1994]).

For the three rainfall-runoff models considered, the marginal posterior probability density function are plotted in figure 4, 5, and 6 (see gray curves for classical calibration marginal posterior probability density functions and black curves for the heuristic method marginal posterior probability density functions). Note that “best” parameters values estimated by classical calibration and by using the heuristic method are also remembered.

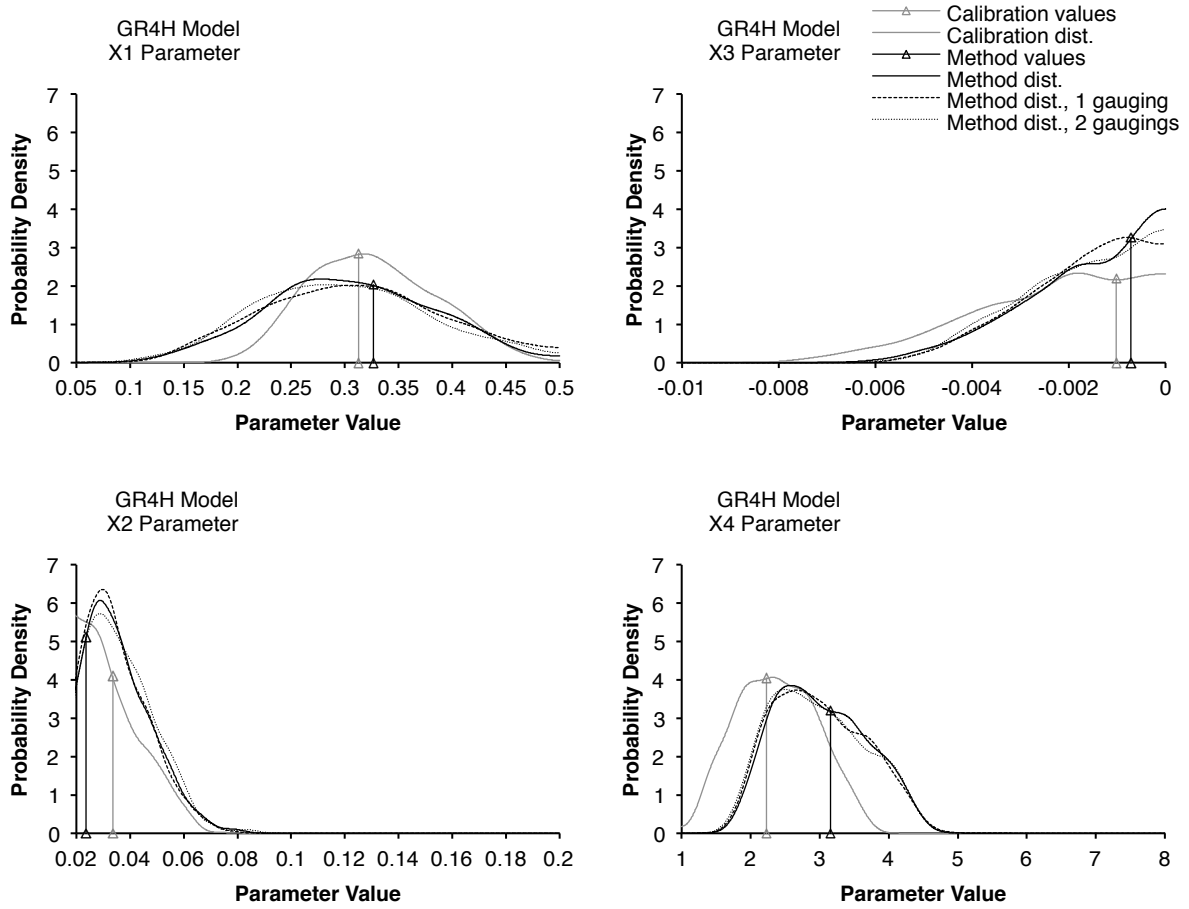


Figure 5. Comparison of calibration results and the proposed method results. Plots show marginal posterior probability density function for each of the GR4H model parameters.

It can be noted on this figure that parameters distributions estimated for the classical calibration and for the heuristic method differ significantly. This can be explained by remembering that classical calibration fits the observed discharges while the heuristic method fits the observed river stages. As these two hydrological variables are linked by a non linear relationship, it could be expected that the optimal parameter sets would not reach the same values. This remark could be better understood if it is compared to differences in optimal parameters values obtained when fitting on observed

discharge values or fitting on any non linear function of observed discharges as, for example, square root of discharges when classically trying to put emphasis on recession discharges in classical calibration.

But it could also be noted that parameters values estimated by the heuristic method are reasonably close to parameters values obtained by the classical calibration and that the width of the parameters distribution are small (i.e. reduced uncertainty). This could let conclude that the sensitivity of the heuristic method for parameters values identification is similar to the classical calibration sensitivity.

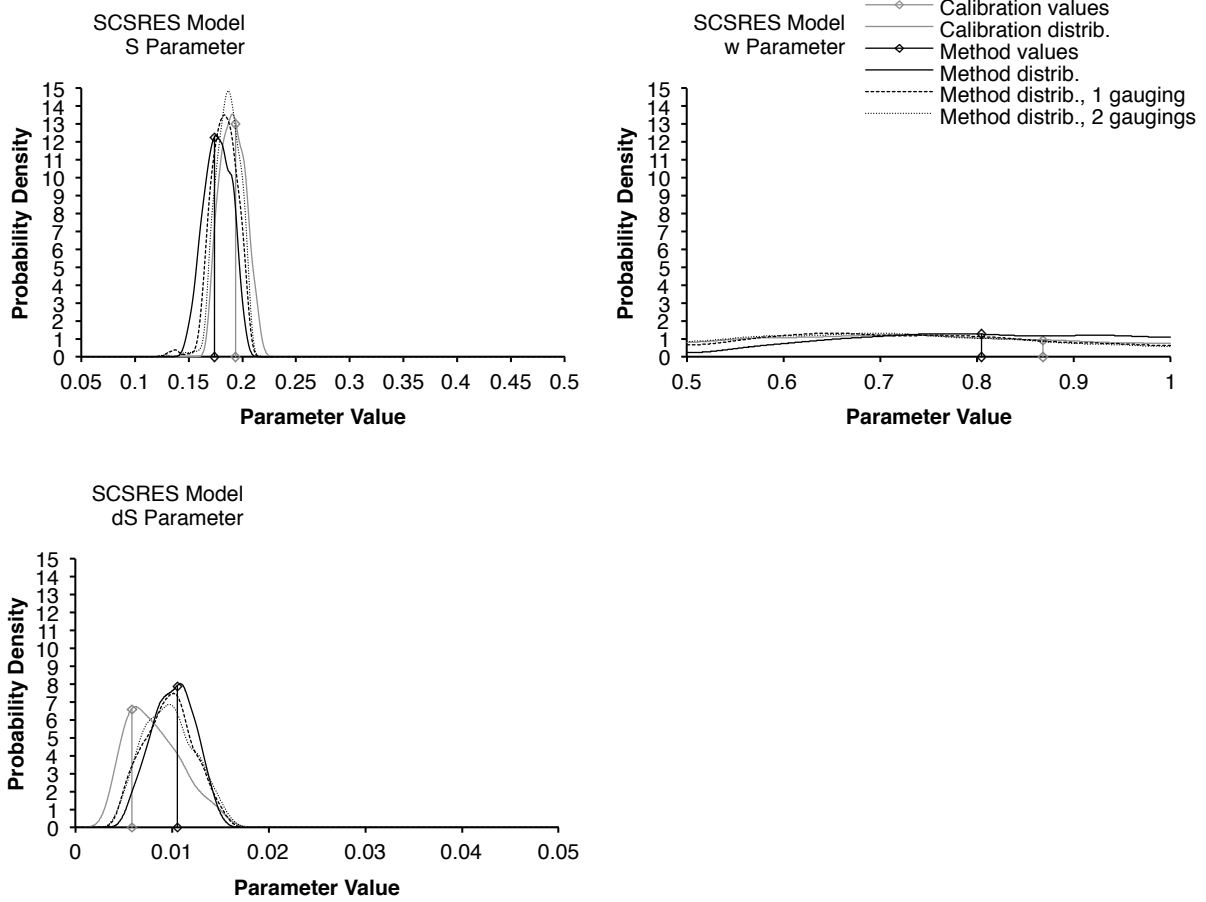


Figure 6. Comparison of calibration results and the proposed method results. Plots show marginal posterior probability density function for each of the SCSRES model parameters.

To explore deeper this last remark, two exercises were built. The heuristic method was re-run adding two supplementary informations: one gauging value then two gauging values. These two gaugings values were chosen to give significant amount informations on the catchment “real” rating-curve: one correspondig to the 75% quantile of the observed river stages (i.e. $H = 2.0$ m and $Q = 175$ m³/s) and the other corresponding the the of the 90% quantile of the observed river stages (i.e. $H = 3.0$ m and $Q = 400$ m³/s). These two added catchment information are drawn in Figure 3. For these two exercices, these data were included in the heuristic method by imposing to the cubic smoothing spline to respect these one or two values.

Same marginal posterior probability density function were then built. They can be analyzed in Figures 4, 5, and 6 (dotted lines). It can be noted on these fig-

ures that density functions calculated using more and more relevant informations on the “real” rating-curve does not impact much the shape and position of the marginal posterior probability density function of the heuristic method. This may help to conclude that the heuristic method sensitivity for parameters values identification is much more impacted by the fact that river stages are fitted instead of discharge values rather than the fact that little information about the tested river section is used.

Table 4. Nash efficiencies calculated between observed discharges and discharges simulated by TOPSIMPL, GR4H and SCSRES with parameters estimated by the proposed approach (classical calibration Nash values are remembered in italic, cf. table 1).

Models	TOPSIMPL	GR4H	SCSRES
Nash eff.	0.76 (<i>0.84</i>)	0.82 (<i>0.84</i>)	0.78 (<i>0.81</i>)

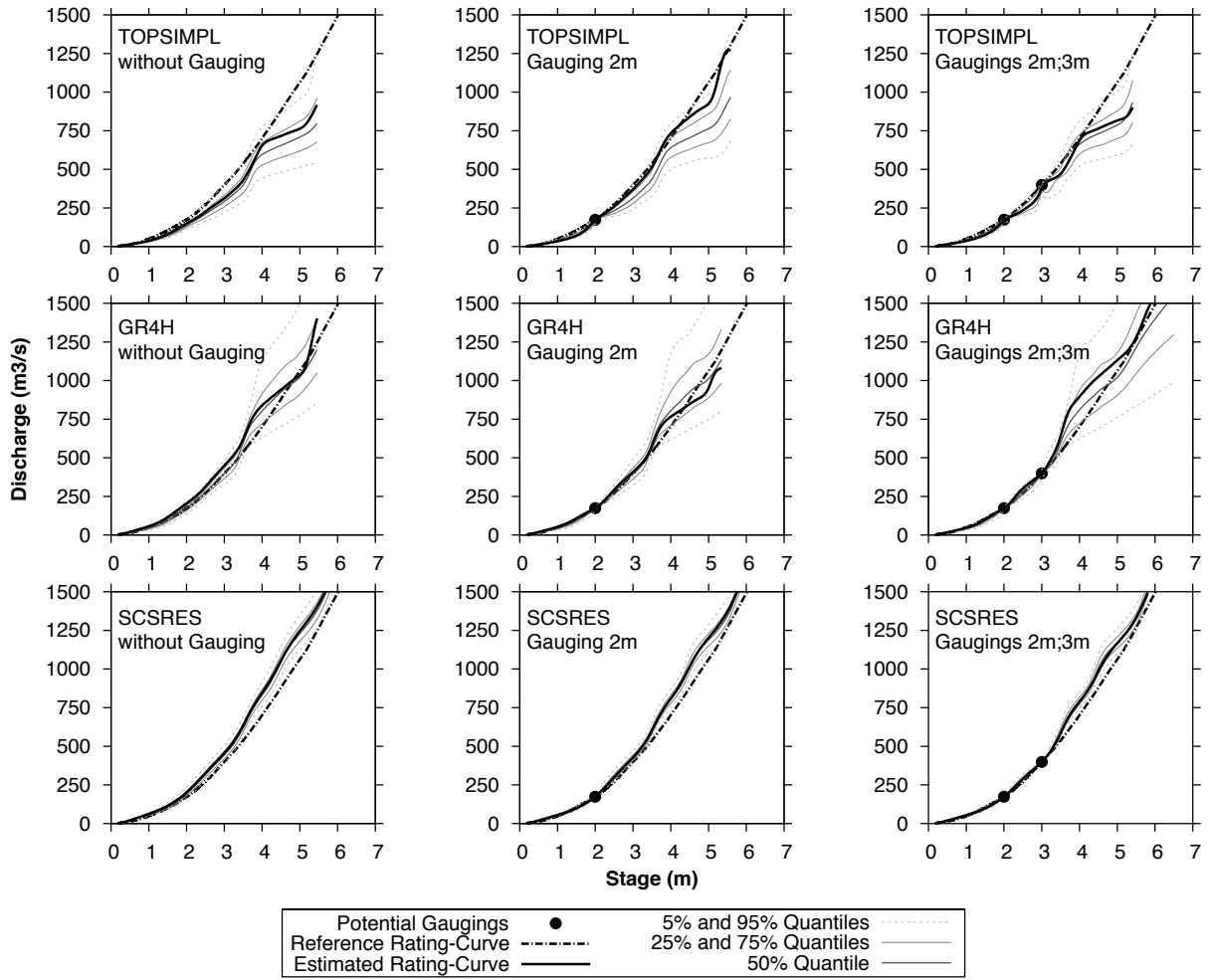


Figure 7. Reference rating-curve vs. each of the rating-curves estimated for TOPSIMPL, GR4H and SCSRES and respectively without gauging, with one gauging and with two gaugings.

The heuristic method seems to have, at least on this case study, the same sensitivity of the classical calibration for parameters values identification but does not identify the same optimal parameters values than the classical calibration.

By the way, calculated discharges using the parameters values identified by the heuristic method suggested in this paper have lower, despite not too bad, Nash values compared to those obtained by the classical calibration (see Table 4).

4.3. Estimated rating-curves

Figure 7 presents the rating-curves estimated by the heuristic method for each of TOPSIMPL, GR4H and SCSRES rainfall-runoff models. Each of the estimated rating-curves is plotted with confidence bounds. These uncertainty quantiles were estimated from the rating-curves corresponding to the 1000 “best” parameter sets of the previous section for which the marginal posterior probability density functions were plotted and discussed.

One may note that the rating-curves are reasonably well comparable to the “real” rating-curve for dis-

Table 5. Nash efficiencies calculated between observed discharges and discharges calculated from observed stages by using each of the rating-curves estimated for TOPSIMPL, GR4H and SCSRES.

Models	Without gauging	With gauging at 2m	With gaugings at 2m and 3m
TOPSIMPL	0.94	0.98	0.97
GR4H	0.96	0.99	0.95
SCSRES	0.95	0.98	0.99

charges lower than 3 m. As previously cited, 90% of the observed river stages are lower than 3 m. This may lead to conclude that the heuristic method reasonably well identify rating-curves for the range of observed stages, even with no data at all on the river section is provided. Indeed, rating-curves estimated by the heuristic method with added informations about one or two discharges gaugings do not appear to be significantly better identified.

For greater high river stages, some rainfall-runoff models, such as the TOPSIMPL model, seem to take some advantage in getting supplementary field data. But this is not very clear and the main conclusion would rather be that supplementary gauging values improve

only a little, even deteriorate, the rating-curves identified using no field data.

However, every rainfall-runoff models does not behave the same way. The TOPSIMPL rainfall-runoff model seems to have the greatest difficulties in estimating the rating-curve. The GR4H identify rating-curves which are the closest to the “real” rating-curve but which are also the most uncertain. The SCSRES identify less uncertain rating-curves but which have a systematic tendency to overestimate discharges compared to the “real” rating-curve.

At this point, one may conclude that this heuristic method is able, at least on this case study, to identify reasonably well the catchment rating-curve, even if no data about the river section is given. To quantify this, Table 5 shows Nash values obtained by comparing discharges obtained by transforming the observed river stages using the “real” rating-curve and the discharges obtained by transforming the observed river stages using the rating-curves identified by the heuristic method for each of the three rainfall-runoff models tested in this paper. The good Nash values may let to conclude that, on the range of the observed river stages, the rating-curves identified by the heuristic method are close to the “real” one.

However, these rating-curves are dependant to the rainfall-runoff model used in the method. But it is not clear that some model are significantly better than another for rating-curve identification. Furthermore, results are expected to be dependant of the catchment and the storms sample used in this study. Naturally, one may then want to test the relevancy a “multi-model” rating-curve obtained by the combination of the rating-curves obtained separately with each of the rainfall-runoff models.

4.4. Multi-model rating-curve combination

Multi-model approaches are widely exploited in climatological sciences (see general review in *Tebaldi and Knutti* [2007]). They are also more and more used by hydrologists. Indeed, they were proved to decrease the uncertainty and to increase the reliability of models forecasts by combining the performance of different models [*Georgakakos et al.*, 2004; *Ajami et al.*, 2006; *Duan et al.*, 2007; *Li and Sankarasubramanian*, 2012]. They may also avoid the models weakness [*Ajami et al.*, 2006]. The different uncertainties of the rating-curves estimated by the heuristic method suggested in this paper and applied for the three rainfall-runoff models may

be reduced in combining the different rating-curves in a so called multi-model rating-curve.

The three discharge-stage relationships identified using each of the three rainfall-runoff models were displayed as a collection of discharge/stage pairs. The multi-model rating-curve was then computed by the same cubic smoothing spline already explained in this paper.

Figure 8 presents the multi-model rating-curve estimated by the proposed approach. It is worth noting that such a rating-curve was estimated without discharge measurements. For further comparison, multi-model rating-curves estimated by taking into account supplementary gauging data are also proposed. As it is shown, the multi-model approach significantly improved the quality of the rating-curves estimated by the method. Yet, the Nash efficiencies obtained by comparing discharges obtained by transforming the observed river stages using the “real” rating-curve and the discharges obtained by transforming the observed river stages using the multi model rating-curve prove high similarity between the “real” and multi-model rating-curves (see table 6).

4.5. Rainfall-runoff models calibration using the multi-model rating-curve

As already explained in this paper, calibrating rainfall-runoff models over river stage data may lay emphasis on different optimal parameter set than calibrating over discharge data. It was shown that in some cases, that might lead to estimate parameters in a correct range but not necessarily relevant for simulating discharge time series (see for example TOPSIMPL Nash efficiencies in table 4). In this section, it is proposed to try to tackle this apparent limit of the method by calibrating the rainfall-runoff models over discharges by using the multi-model rating-curve. It is worth noting that such an approach follows the paper underlying theory. As the multi-model rating-curve was set up without neither information about the reference rating-curve, nor discharge measurements, it will be the same for the estimated discharge time series and the calibrated parameters.

Each of the TOPSIMPL, GR4H and SCSRES models were thus calibrated (using the same procedure as previously detailed for the classical calibration) over discharge time series estimated by transforming the observed river stages using the multi-model rating-curve (see results in table 7). Using the multi-model rating-

Table 6. Nash efficiencies calculated between observed discharges and discharges calculated from observed stages by using the multi-model rating-curves.

Models	Without gaugings	With gauging at 2m	With gaugings at 2m and 3m
MULTI-MODEL	0.98	0.99	0.99

Table 7. Nash efficiencies calculated between observed discharges and discharges simulated by TOPSIMPL, GR4H and SCSRES calibrated over discharges calculated from observed stages by using the multi-model rating-curve (classical calibration Nash values are remembered in italic, cf. table 1).

Models	TOPSIMPL	GR4H	SCSRES
Nash eff.	0.83 (<i>0.84</i>)	0.84 (<i>0.84</i>)	0.80 (<i>0.81</i>)

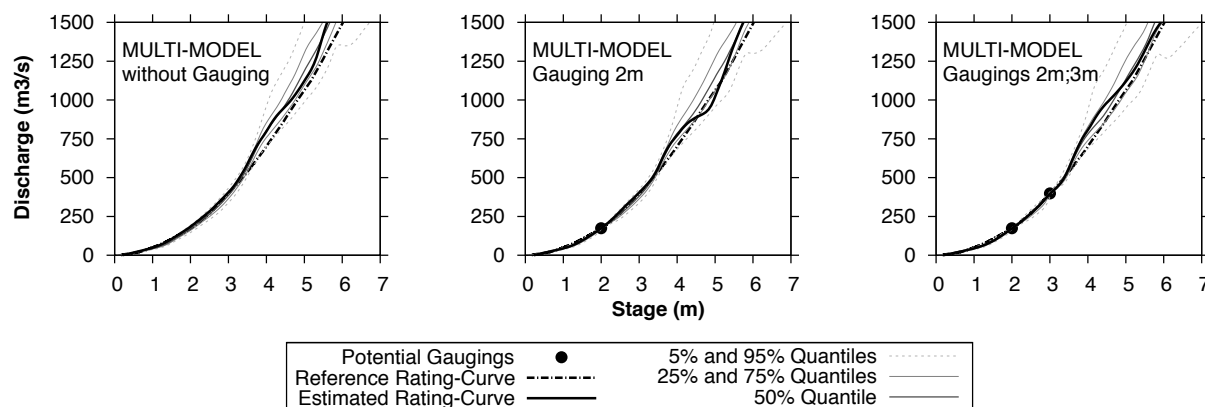


Figure 8. Reference rating-curve vs. multi-model rating-curves estimated by the method respectively without gauging, with one gauging and with two gaugings.

curve, the three rainfall-runoff models performances reach close values than those obtained in the classical calibration. This may lead to conclude that, at least on this case study, it is possible to obtain parameters values and models performances close to those obtained in the classical way without using any information on the river section (i.e. no gauging data at all) and a relevant rating-curve.

5. Conclusions

The aim of this paper was to evaluate the possibility to set up rainfall-runoff models without nor discharge measurements neither information about the river stage-discharge relationship. The proposal was to calibrate a rainfall-runoff model over river stage data instead of discharge data by using a heuristic method. On the case study and by using three different rainfall-runoff models, the proposed method was shown to estimate reasonably well rainfall-runoff parameters values with acceptable uncertainties. Furthermore, it was shown to estimate rating-curves which compare favourably with reference rating-curve. The coupling of the method with a multi-model approach provided promising results. Estimated parameters were shown relevant for discharges simulation and the multi-model rating-curve was shown close to the reference rating-curve.

Further applications involving different hydrological contexts are required to draw general conclusions. It is worth noting that the method proposed was applied without interactions with the rainfall-runoff models structures. It may thus be easily applied to different models or hydrological contexts.

Since non-parametric regression methods were used to match the discharges simulated by the hydrological model, any proxy featuring a monotonic albeit nonlinear relation with discharge can be used (e.g. electrical conductivity [Weijs et al., 2013]). If this is not proven at this point, this appears as a promising way for the implementation of rainfall-runoff models in different case study than usually considered.

Acknowledgments. This work has been done thanks to the facilities offered by the University of Savoie computing center MUST. Authors also acknowledge the SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui la Prévision des Inondations) for financial and technical supports.

References

- Ajami, N. K., Q. Duan, and S. Sorooshian (2006), Multi-model combination techniques for analysis of hydrological simulations: application to distributed model intercomparison project results, *Journal of Hydrometeorology*, 4(7), 755–768.
- Beven, K. (2006), A manifesto for the equifinality thesis, *Journal of Hydrology*, 320(12), 18 – 36, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.07.007.
- Beven, K., and M. Kirkby (1979), A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, pp. 43–69.
- Boudevillain, B., G. Delrieu, B. Galabertier, L. Bonnifait, L. Bouilloud, P.-E. Kirstetter, and M.-L. Mosini (2011), The Cévennes-Vivarais mediterranean hydrometeorological observatory database, *Water Resources Research*, 47(7), W07701–.
- Bouvier, C., A. Crespy, and A. L. Dufour (2011), ATHYS, ATelier HYdrologique Spatialisé, <http://www.athys-soft.org/v1/Index.html>.
- Cappus, P. (1960), Etude des lois de l'écoulement. application au calcul et à la prévision des débits., *La Houille Blanche*, pp. 493–518.
- Castangs, W. (2007), Sensitivity analysis and parameter estimation for hydrological modelling: potential and limitations of variational methods, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Craven, P., and G. Wahba (1978), Smoothing noisy data with spline functions, *Numerische Mathematik*, 31(4), 377–403.
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P.-E. Kirstetter, J.-D. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G.-M. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payrastre, H. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, L. Neppe, M. Livet, M. Lang, J. P. du Châtelet, A. Walpersdorf, and W. Wobrock (2005), The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6(1), 34–52, doi: 10.1175/JHM-400.1.
- Di Baldassarre, G., and A. Montanari (2009), Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6), 913–921, doi:10.5194/hess-13-913-2009.
- Domenghetti, A., A. Castellarin, and A. Brath (2012), Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration, *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4), 1191–1202, doi:10.5194/hess-16-1191-2012.
- Duan, Q., N. K. Ajami, X. Gao, and S. Sorooshian (2007), Multi-model ensemble hydrologic prediction using bayesian model averaging, *Advances in Water Resources*, 30(5), 1371–1386.

- Gaume, E., M. Livet, M. Desbordes, and J.-P. Villeneuve (2004), Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 november 1999, *Journal of Hydrology*, 286, 135 – 154, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015.
- Georgakakos, K. P., D.-J. Seo, H. Gupta, J. Schaake, and M. B. Butts (2004), Towards the characterization of streamflow simulation uncertainty through multimodel ensembles, *Journal of Hydrology*, 298(1-4), 222–241.
- Güven, A., and A. Aytekin (2009), New approach for stage-discharge relationship: Gene-expression programming, *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(8), 812–820, doi:10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000044.
- Habib, E., and E. Meslehe (2006), Stage-discharge relations for low-gradient tidal streams using data-driven models, *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(5), 482–492, doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:5(482).
- Hewlett, J., and A. Hibbert (1967), Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, New York., pp. 275–290.
- Horton, R. (1933), The role of infiltration in the hydrological cycle, *Transactions, American Geophysical Union*, 14, 446–460.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. Franks (2006a), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modelling: 1. theory., *Water Resources Research*, 42(W03407), doi:doi:10.1029/2005WR004368.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. Franks (2006b), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modelling: 2. application., *Water Resources Research*, 42(W03408), doi:doi:10.1029/2005WR004376.
- Kean, J. W., and J. D. Smith (2005), Generation and verification of theoretical rating curves in the whitewater river basin, Kansas, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 110(F4), n/a–n/a, doi:10.1029/2004JF000250.
- Kean, J. W., and J. D. Smith (2010), Calculation of stage-discharge relations for gravel bedded channels, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3), n/a–n/a, doi:10.1029/2009JF001398.
- Li, W., and A. Sankarasubramanian (2012), Reducing hydrologic model uncertainty in monthly streamflow predictions using multimodel combination, *Water Resources Research*, 48(12), doi:10.1029/2011WR011380.
- Lohani, A., N. Goel, and K. Bhatia (2006), Takagi-Sugeno fuzzy inference system for modeling stage-discharge relationships, *Journal of Hydrology*, 331(12), 146 – 160, doi:10.1016/j.jhydrol.2006.05.007.
- Marchandise, A. (2007), Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques., Ph.D. thesis, Université de Montpellier II.
- McMillan, H., J. Freer, F. Pappenberger, T. Krueger, and M. Clark (2010), Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions, *Hydrological Processes*, 24(10), 1270–1284, doi:10.1002/hyp.7587.
- Mishra, S., and V. Singh (2010), *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*, Water Science and Technology Library, Springer.
- Nathanson, M., J. W. Kean, T. J. Grabs, J. Seibert, H. Laudon, and S. W. Lyon (2012), Modelling rating curves using remotely sensed lidar data, *Hydrological Processes*, 26(9), 1427–1434, doi:10.1002/hyp.9225.
- Pappenberger, F., P. Matgen, K. J. Beven, J.-B. Henry, L. Pfister, and P. F. de (2006), Influence of uncertain boundary conditions and model structure on flood inundation predictions, *Advances in Water Resources*, 29(10), 1430 – 1449, doi:10.1016/j.advwatres.2005.11.012.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian (2003), Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 279, 275–289, doi:10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- Pollock, D. (1993), *Smoothing with cubic splines*, Department of Economics, Queen Mary and Westfield College.
- Reinsch, C. H. (1967), Smoothing by spline functions, *Numerische Mathematik*, 10(3), 177–183.
- Reitan, T., and A. Petersen-Øverleir (2008), Bayesian power-law regression with a location parameter, with applications for construction of discharge rating curves, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(3), 351–365, doi:10.1007/s00477-007-0119-0.
- Reitan, T., and A. Petersen-Øverleir (2009), Bayesian methods for estimating multi-segment discharge rating curves, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(5), 627–642.
- Sauer, V. B., and R. Meyer (1992), *Determination of error in individual discharge measurements*, US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Saulnier, G.-M. (1996), Information pédologique spatialisée et traitement topographique améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Saulnier, G.-M., and R. Datin (2004), Analytical solution to a bias in the topmodel framework balance, *Hydrological Processes*, 18(7), 1195–1218, doi:10.1002/hyp.1346.
- Saulnier, G.-M., and M. Le Lay (2009), Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France), *Water Resources Research*, 45(W10425), doi:10.1029/2008WR006906.
- Saulnier, G.-M., C. Obled, and K. Beven (1997), Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework, *Hydrological Processes*, 11(9), 1331–1346, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1331::AID-HYP563>3.0.CO;2-9.
- Schoenberg, I. J. (1964), Spline functions and the problem of graduation, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 52(4), 947.
- Sherman, L. (1932), Streamflow from rainfall by unit hydrograph method, *Engineering News Record*, 108, 501–505.
- Sikorska, A. E., A. Scheidegger, K. Banasik, and J. Rieckermann (2013), Considering rating curve uncertainty in water level predictions, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4415–4427, doi:10.5194/hess-17-4415-2013.
- Silverman, B. W. (1985), Some aspects of the spline smoothing approach to non-parametric regression curve fitting, *Journal of the Royal Statistical Society*, pp. 1–52.
- Silverman, B. W. (1986), *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*, Chapman & Hall/CRC Monographs on Statistics & Applied Probability, Taylor & Francis.
- Singh, V. P., H. Cui, and A. R. Byrd (2014), Derivation of rating curve by the tsallis entropy, *Journal of Hydrology*, (0), –, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.03.061.
- Tebaldi, C., and R. Knutti (2007), The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections, *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 365(1857), 2053–2075.
- Vrugt, J. A., C. J. F. ter Braak, M. P. Clark, J. M. Hyman, and B. A. Robinson (2008), Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with markov chain monte carlo simulation, *Water Resources Research*, 44(12), n/a–n/a, doi:10.1029/2007WR006720.
- Wand, P., and C. Jones (1994), *Kernel Smoothing*, Chapman & Hall/CRC Monographs on Statistics & Applied Probability, Taylor & Francis.
- Weijis, S. V., R. Mutzner, and M. B. Parlange (2013), Could electrical conductivity replace water level in rating curves for alpine streams?, *Water Resources Research*, 49(1), 343–351, doi:10.1029/2012WR012181.
- Westerberg, I., J.-L. Guerrero, J. Seibert, K. J. Beven, and S. Halldin (2011), Stage-discharge uncertainty derived with a non-stationary rating curve in the choluteca river, honduras, *Hydrological Processes*, 25(4), 603–613, doi:10.1002/hyp.7848.
- Zin, I. (2002), Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

F - III Résumé, conclusions et perspectives du chapitre

L'objectif de ce chapitre était de poursuivre l'exploration de l'espace des connaissances en proposant une méthode nécessitant des connaissances différentes sur les pronostics hydrologiques pour résoudre le problème hydrologique. Une méthode dite dans cette thèse de **calibration pluie-hauteur d'eau** a concrètement été proposée. Cette conclusion s'organisera de la même manière que celle du chapitre précédent et débutera donc par un rappel des points importants de cette méthode. La résolution du problème hydrologique par cette dernière sera ensuite explicitée. Enfin, des perspectives seront proposées.

Rappel des points importants de la méthode

La méthode de calibration pluie-hauteur d'eau qui a été proposée permet de **spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique** et d'**estimer une courbe de tarage** en exploitant seulement des chronologies concomitantes de pluies et de hauteurs d'eau. Il s'agit donc d'une opération effectuée sans la connaissance d'une courbe de tarage. Cette méthode a été présentée dans *Michon et al. [soumis.b]*.

La manière dont la méthode de calibration pluie-hauteur d'eau proposée estime les paramètres d'un modèle hydrologique donné peut basiquement être résumée de la façon suivante. Un algorithme génère des jeux de paramètres (aléatoirement dans la méthode proposée). À chaque jeu de paramètres testé, les chronologies de débits de tous les événements considérés sont simulées. Une courbe non-paramétrique¹ est alors automatiquement construite dans le nuage de point obtenu en traçant les hauteurs d'eau observées des événements considérés, en fonction des débits simulés de ces mêmes événements. Cette courbe est utilisée pour transformer les débits simulés en hauteurs d'eau simulées. Les valeurs optimales des paramètres sont finalement estimées selon la valeur d'une fonction objectif comparant les chronologies de hauteurs d'eau simulées aux chronologies de hauteurs d'eau observées. La procédure suivie par cette méthode s'avère donc proche d'une calibration classique, à ceci près que la mesure de performance est effectuée sur les chronologies de hauteurs d'eau.

Il est à noter que cette méthode ne nécessite pas d'interférer avec la structure du modèle hydrologique auquel elle est appliquée. Elle peut ainsi être considérée applicable indépendamment des modèles hydrologiques. Cela a été attesté par son application au système hydrologique et aux différents modèles hydrologiques considérés dans cette thèse. Dans ce contexte, elle a en effet été montrée capable de spécifier de manière satisfaisante les paramètres de ces différents modèles hydrologiques (*i.e.* TOPSIMPL, GR4H et

1. Pratiquement, sans forme prédéfinie.

SCSRES).

Dans *Michon et al. [soumis.b]*, il a aussi été montré que pour chacun des modèles, la courbe utilisée pour générer leurs hauteurs d'eau simulées et maximisant leurs performances², pouvait être inversée afin de fournir une potentielle courbe de tarage. De telles courbes de tarages alors estimées sans mesures de débits (*i.e.* sans jaugeages), ont été montrées relativement proches de la courbe de tarage de référence considérée dans cette thèse (*cf.* section D - II - 3 en page 75). Elles ont aussi été montrées fiables pour les basses valeurs de débits et de hauteurs d'eau. Selon les modèles, ces courbes de tarages se sont cependant aussi avérées sensiblement biaisées et/ou incertaines, pour des valeurs de débits et de hauteurs d'eau plus importantes. Une courbe de tarage issue d'une approche multi-modèle et associant les résultats des trois modèles a aussi été proposée. Cette courbe de tarage estimée sans mesures de débits a été montrée raisonnablement performante et fiable.

Résolution du problème hydrologique

Dans le contexte de cette thèse, il peut aussi être montré que la **méthode de calibration pluie-hauteur d'eau** proposée permet de **résoudre le problème hydrologique** tel que défini en section D - II - 2 (*cf.* page 75). En effet, en associant les connaissances ayant été exploitées par cette méthode, à celles obtenues par son application, chacun des trois éléments du système hydrologique considéré dans cette thèse s'avère raisonnablement connu. Les chronologies horaires de pluies étaient en l'occurrence initialement connues. Les paramètres des modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES ont été spécifiés de manière satisfaisante par la méthode. Enfin, les chronologies horaires de débits, qu'elles soient issues de la transformation des hauteurs d'eau observées par la courbe de tarage multi-modèle ou simulées par les modèles raisonnablement calibrés, sont elles aussi connues de façon satisfaisante après application de la méthode. Cela nous permet donc de considérer la calibration pluie-hauteur d'eau comme une approche permettant de résoudre le problème hydrologique appréhendé dans cette thèse.

Calibration pluie-hauteur d'eau

Approche permettant de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique choisi et d'estimer une courbe de tarage à partir de chronologies concomitantes de pluies et de hauteurs d'eau. Approche ayant par ailleurs été prouvée capable de résoudre le problème hydrologique tel que défini dans cette thèse.

La résolution du problème hydrologique par calibration pluie-hauteur d'eau ajoute

2. Courbe construite dans le nuage de point obtenu en traçant les hauteurs d'eau observées, en fonction des débits simulés par les modèles avec les valeurs de paramètres estimé par la méthode de calibration pluies/hauteurs d'eau.

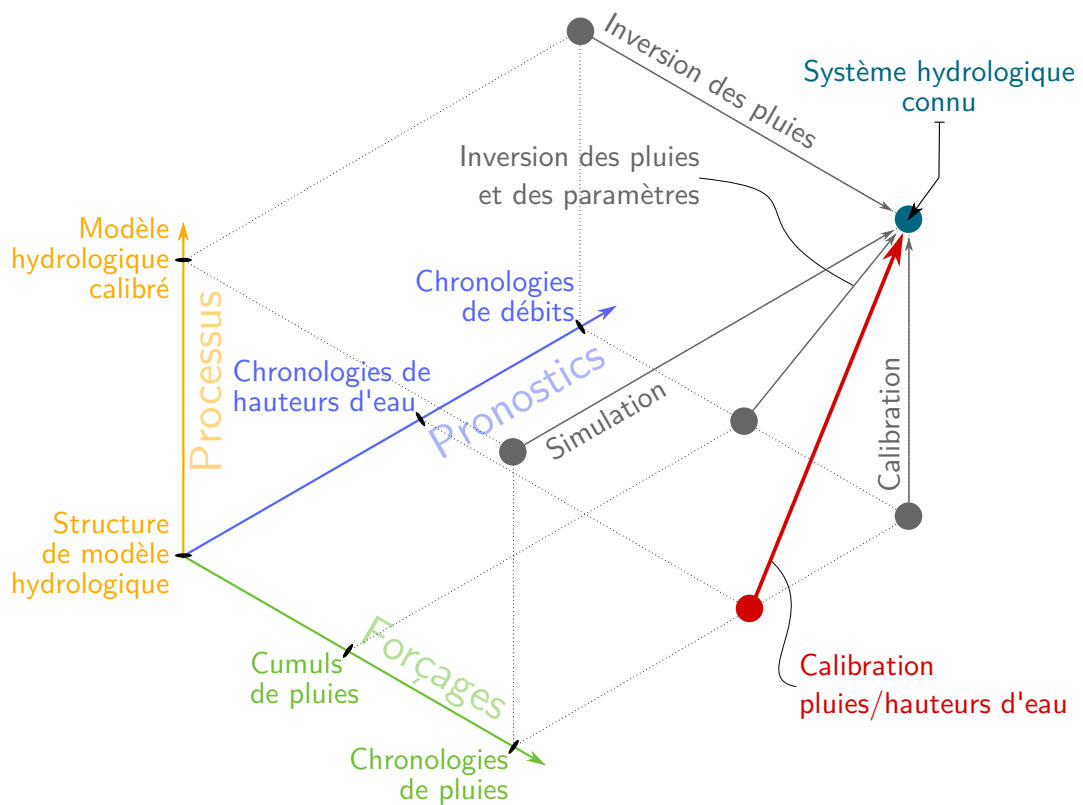


Figure F.2 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant l'approche de calibration pluie-hauteur d'eau ayant été prouvée capable, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

aussi un **nouveau point à l'espace des connaissances** (cf. figure F.2). Il s'agit de la combinaison de connaissances : **chronologies de pluies & chronologies de hauteurs d'eau & structure de modèle hydrologique** exploitée par cette approche. La calibration pluie-hauteur d'eau apparaît alors dans l'espace des connaissances comme un vecteur reliant, ce nouveau point, à celui pour lequel le système hydrologique est considéré connu de façon satisfaisante. Comme expliqué en section B - III - 3 (cf. page 33), du fait que son contenu informatif puisse intuitivement être considéré inférieur à celui d'une chronologie de débits, une chronologie de hauteurs d'eau se positionne plus proche de l'origine qu'une chronologie de débits sur l'axe portant sur les pronostics hydrologiques dans l'espace des connaissances.

Perspectives et limites

En plus de pouvoir se représenter dans l'espace des connaissances, cette méthode de calibration pluie-hauteur d'eau peut aussi apparaître comme un moyen potentiellement utile, pour **appréhender des systèmes hydrologiques pour lesquels peu de connaissances relatives aux pronostics hydrologiques sont disponibles**.

En particulier, la spécification des paramètres de modèles hydrologiques se fait classiquement par calibration, en exploitant des chronologies de pluies et de débits. Elle nécessite donc typiquement la connaissance d'une courbe de tarage. Cette opération pourra désormais se faire sans cette dernière par la méthode de calibration pluie-hauteur d'eau proposée. Or, du fait que pour être mise en place, une courbe de tarage nécessite généralement un certain nombre de connaissances, cela pourra s'avérer particulièrement utile dans certaines situations, lorsque ces connaissances s'avèrent indisponibles notamment. La calibration d'une courbe de tarage nécessite en effet des données concomitantes de hauteurs d'eau et de débits. Ces débits sont alors typiquement estimés par exploration du champ des vitesses de l'eau traversant la section de la rivière où est mesurée la hauteur d'eau (*i.e.* jaugeages). Or, comme nous l'avons abordé en section C - II - 2 (cf. page 41), **l'obtention de jaugeages s'avère parfois difficile**. À la différence d'une méthode de calibration classique, la méthode proposée permettra alors de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique lorsque ceux-ci ne sont pas fournis. En permettant aussi d'estimer une courbe de tarage, la méthode proposée offre de plus une perspective intéressante pour l'estimation de tels outils lorsque ces données s'avèrent indisponibles. En étant estimés sans jaugeages, paramètres de modèles hydrologiques et courbes de tarages apparaîtront d'ailleurs *a priori* indépendants de leurs potentiels incertitudes et imperfections (cf. Michon *et al.* [soumis.b]).

Il est néanmoins important de préciser que comme les méthodes présentées au chapitre précédant, la méthode de calibration pluie-hauteur d'eau n'a été corroborée que par

les résultats de son application à l'unique système hydrologique considérés dans cette thèse. Si trois modèles hydrologiques différents ont tout de même été utilisés, il apparaît donc important que cette méthode soit appliquée à d'autres cas et/ou dans d'autres contextes, pour en généraliser les résultats et mieux interpréter ses éventuelles incertitudes structurelles.

En particulier, comme observé dans *Michon et al. [soumis.b]*, les résultats de la méthode proposée apparaissent impactés par le fait que la **mesure de performance y soit effectuée sur des hauteurs d'eau et non pas sur des débits**. Nous rappelons qu'en effet, dans la méthode proposée, les paramètres optimaux sont estimés selon la valeur d'une fonction objectif comparant des chronologies de hauteurs d'eau simulées à des chronologies de hauteurs d'eau observées. Cependant, comme expliqué en section C - III - 2 (cf. page 53), les fonctions objectifs utilisées pour évaluer la performance des modèles ne sont pas totalement impartiales. Elles peuvent être impactées par les distributions numériques des grandeurs qu'elles comparent. Puisque la relation hauteur d'eau-débit est non-linéaire (cf. *Michon et al. [soumis.b]*), les distributions de ces grandeurs apparaissent numériquement différentes. Par conséquent, du fait de telles **différences numériques dans les données de calage**, les jeux de paramètres optimaux maximisant la performance des modèles peuvent donc s'avérer différents selon qu'ils soient estimés en calibration classique (*i.e.* à partir de débits) ou en calibration pluie-hauteur d'eau (*i.e.* à partir de hauteurs d'eau). De futurs travaux pourraient ainsi s'attacher à analyser, quantifier et/ou réduire l'impact de ces différences sur les paramètres hydrologiques estimés. L'**identification d'une fonction objectif plus adéquate** que l'efficacité de Nash pour mesurer les écarts entre hauteurs d'eau pourrait en effet améliorer et/ou rapprocher les résultats de la méthode proposée de ceux de calibration classique.

Enfin, la méthode de calibration pluie-hauteur d'eau proposée offre aussi des perspectives intéressantes pour l'exploitation d'autres données qui, comme la hauteur d'eau, sont "liées" aux débits. Dans la méthode présentée, la courbe construite pour transformer les débits simulés en hauteurs d'eau simulées est non-paramétrique. La **relation débit-hauteurs d'eau** a donc été **interpolée par une unique courbe sans "forme" prédéfinie** (*e.g.* linéaire, parabolique, exponentielle, logarithmique, *etc.*). Seules l'existence de cette relation et le fait qu'elle puisse être interpolée par un tel outil ont en définitive été présumés. Or, de telles **relations entre le débit et d'autres grandeurs peuvent aussi être présumées** (*e.g.* conductivité électrique [*Weijts et al., 2013b*]). De futurs travaux pourraient donc se focaliser sur l'**exploitation de telles grandeurs**, en adaptant la méthode proposée. Une courbe non-paramétrique pourrait notamment être construite au travers du nuage de points obtenu en traçant les valeurs observées de la grandeur liée au débit, en fonction des débits simulés par un modèle hydrologique. Comme pour l'estimation de hauteurs d'eau simulées, cette courbe serait ensuite utilisée pour transformer les débits simulés en valeurs simulées de la grandeur choisie. Ces valeurs simulées

s'avéreraient alors numériquement comparables aux valeurs observées de cette même grandeur et la performance de modèle pourrait être évaluée.

Ce chapitre vient clore la deuxième partie de cette thèse consacrée à l'exploration conceptuelle de l'espace des connaissances. Un bilan de cette exploration sera fait dans la conclusion générale de cette thèse. Dans la troisième et dernière partie de cette dernière, nous ne chercherons plus à proposer de nouvelles méthodes permettant de résoudre le problème hydrologique. Bien qu'étant plus à visée "opérationnelle", cette troisième partie se voudra néanmoins aussi exploratoire puisque consacrée à la mise en œuvre de l'une des perspectives d'application de l'une des méthodes proposées dans la deuxième partie de cette thèse. Concrètement, une application en temps réel de la méthode d'inversion des pluies sera proposée et testée.

Troisième partie

Une application opérationnelle

CHAPITRE G

Inverser les pluies en temps réel

G - I Introduction

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'explorer une manière originale d'appliquer la méthode d'inversion des pluies introduite au chapitre E (cf. page 93). Pour rappel, l'objectif de cette approche est de reconstituer des chronologies de pluies initialement inconnues, à partir de chronologies observées de débits et en utilisant un modèle hydrologique dont les paramètres ont été préalablement spécifiés (*i.e.* modèle calibré).

Dans le chapitre E, la méthode d'inversion des pluies a été appliquée à partir de chronologies “entières” de débits de crues. Pour un événement donné, toute la chronologie des débits était fournie à la méthode. Celle-ci avait alors été montrée capable de reconstituer de manière raisonnable la chronologie des pluies associée à ce même événement. Dans ce chapitre, nous nous proposons d'appliquer la méthode d'inversion des pluies non pas à partir des débits observés entre le début et la fin d'un événement, mais seulement à partir des débits observés entre le début et un instant donné d'un événement. Nous chercherons en définitive à **reconstituer les pluies à partir de débits ayant été observés jusqu'à un instant donné**.

Une telle utilisation de la méthode d'inversion des pluies a été présentée comme une perspective d'**application opérationnelle pour la prévision des crues** de cette dernière, dans la conclusion du chapitre E (cf. section E - IV en page 122). Dans un tel

contexte, l'objectif est de prévoir les débits futurs inconnus. En France, cette mission est attribuée aux SPC et au SCHAPI (cf. section A - I en page 8). Ces prévisions sont notamment obtenues par simulation hydrologique, telle que définie dans cette thèse (cf. section A - III - 5, page 20). Pour simplifier, un modèle hydrologique calibré est utilisé pour transformer des estimations de pluies en estimations de débits à venir. Obtenir une prévision potentiellement juste et fiable des débits futurs nécessite donc une connaissance de la chronologie des pluies passées et une connaissance de celle des pluies futures. Si la première est classiquement issue d'observations en temps réel, la chronologie des pluies futures est quant à elle obtenue soit à partir de prévisions météorologiques fournies par des modèles météorologiques (lorsque cela est possible), soit à partir d'hypothèses plus ou moins empiriques sur les pluies futures (e.g. pluies futures nulles). Enfin, pour améliorer la qualité de la prévision des débits futurs, les débits eux-même sont aussi typiquement observés en temps réel. Ils sont alors utilisés pour ajuster et corriger les sorties des modèles hydrologiques.

Pour des raisons diverses, les **pluies observées** en temps réel peuvent néanmoins s'avérer **erronées** voire **indisponibles** (lors d'un black-out par exemple). Dans de telles situations, la capacité des SPC et du SCHAPI à fournir des estimations justes et fiables des débits à venir peut se trouver limitée. L'objectif de l'application explorée dans ce chapitre est de répondre à cette problématique. Elle vise en effet à **utiliser les débits observés en temps réel** jusqu'à un instant donné d'un événement de crue, **pour reconstituer au mieux la chronologie des pluies** les ayant générés. Les pluies reconstituées pourraient en effet **corriger les erreurs ou l'indisponibilité des pluies observées**, afin d'améliorer la qualité des prévisions de débits données par les modèles.

Pour la différencier de la méthode "classique" d'inversion des pluies et du fait des perspectives d'application de la méthode explorée dans ce chapitre, la méthode proposée sera dite méthode d'**inversion des pluies en temps réel**.

Ce chapitre est organisé comme suit. Une première section rappellera le cas d'étude, le modèle hydrologique utilisé ainsi que ses résultats de calibration. Une deuxième section présentera rapidement la méthode d'inversion des pluies en temps réel proposée. Des résultats issus de son application à différents cas seront ensuite présentés et discutés dans une troisième section. Ils permettront de juger la potentielle utilité de l'approche proposée pour la prévision de crues en temps réel. La dernière section apportera quelques conclusions et perspectives.

Table G.1 – Résultats de la calibration du modèle TOPSIMPL.

Modèle	Paramètres	Valeurs calibrées	Efficiencia de Nash
TOPSIMPL	T_0	0.432	0.84
	m	0.030	
	$SRMax$	0.029	
	$Inter$	0.0	

G - II Cas d'étude et modèle hydrologique utilisé

La méthode proposée dans ce chapitre a été appliquée au cas étudié dans cette thèse : le système hydrologique de l'**Ardèche à Vogüé** (cf. présentation en section D - II en page 72).

Les données hydrométéorologiques sont elles aussi identiques à celles utilisées dans la thèse. Ce sont en particulier ces données qui ont été exploitées pour la calibration des modèles hydrologiques considérés. Elles font référence à 17 crues cévenoles, pour lesquelles les chronologies horaires de pluies moyennes globales et de débits sont disponibles et concomitantes (cf. tableau D.1 en page 76).

Ce chapitre étant majoritairement exploratoire, **TOPSIMPL** a été l'unique modèle hydrologique utilisé. L'application de la méthode proposée à d'autres modèles hydrologiques pour sa validation, par exemple GR4H et SCSRES, en constituera l'une des perspectives. Le modèle TOPSIMPL a été présenté en section D - III - 4 (cf. page 80) de cette thèse. Ce modèle a 4 paramètres à spécifier.

Le système hydrologique, les données ainsi que le modèle TOPSIMPL étant identiques à ceux et celles utilisés au chapitre D, les valeurs des 4 paramètres issus de la calibration effectuée dans ce même chapitre ont été conservées (cf. section D - IV - 2 en page 83). Les résultats de cette calibration de TOPSIMPL sont redonnés dans le tableau G.1.

G - III Présentation de la méthode

L'objectif de ce chapitre est d'appliquer la méthode d'inversion des pluies à partir de chronologies de débits observés entre le début et un instant donné d'un événement de crue. Cette application particulière est dite d'inversion des pluies en temps réel. Sa procédure est identique à celle de la méthode d'inversion des pluies présentée au chapitre E (cf. page 93). Cette section en rappelle les points importants.

L'objectif de cette méthode est d'**inverser une chronologie de pluies à partir d'une**

chronologie connue de débits, en utilisant une modèle hydrologique calibré. Les paramètres des modèles hydrologiques sont considérés spécifiés et ne sont pas modifiés par la méthode. Il s'agit en définitive de la méthodologie opposée à la simulation hydrologique telle que définie en section A - III - 5 (cf. page 20). Cette dernière a pour objectif de simuler une chronologie de débits à partir d'une chronologie de pluies observées par l'intermédiaire d'un modèle hydrologique calibré.

La méthode d'inversion des pluies ayant été proposée procède basiquement comme suit. À chaque pas de temps de la chronologie de pluies à reconstituer est associé une variable inconnue à déterminer. Ces variables sont combinées en un vecteur inconnu de dimension alors identique à celle de la chronologie des pluies à reconstituer. Ce vecteur est initialisé à un vecteur nul. Il est ensuite implémenté en entrée du modèle hydrologique calibré, puis optimisé de façon à minimiser l'écart entre les débits simulés par le modèle et les débits observés. Du fait de sa dimension importante (dans cette thèse, une chronologie de pluies à inverser est typiquement constituée d'une centaine de pas de temps), un algorithme à stratégie de recherche locale est utilisé pour l'optimisation. Dans cette thèse, un algorithme de type Quasi-Newton est utilisé (cf. présentation en section D - IV - 2, page 84). L'écart entre les débits observés et les débits simulés par le modèle est quant à lui quantifié par l'efficacité de Nash (cf. équation C.2 en page 54). Pour plus d'informations sur la méthode d'inversion des pluies, le lecteur pourra se référer au chapitre E (cf. page 93).

La méthode proposée dans ce chapitre est identique à la méthode d'inversion des pluies rappelée dans le paragraphe précédent. Le **vecteur des pluies** ne sera néanmoins plus optimisé de façon à minimiser l'écart entre les débits observés et les débits simulés sur la totalité de l'événement. Il sera seulement **optimisé de façon à minimiser l'écart entre les débits observés et les débits simulés entre le début et un pas de temps donné** de l'événement considéré. Dans la suite de ce chapitre, ce pas de temps sera appelé **dernier pas de temps d'inversion** et noté t . Celui-ci correspondra au dernier pas de temps pour lequel le débit sera considéré observé et utilisable pour inverser les pluies. À ce dernier pas de temps d'inversion sera aussi associée la dernière composante inconnue du vecteur des pluies à inverser, la première étant associée au premier pas de temps de l'événement considéré.

Dans la suite de ce chapitre, ce dernier pas de temps d'inversion t représentera en d'autres termes le dernier pas de temps pour lequel des observations peuvent être considérées disponibles. Il représentera ainsi le temps présent au delà duquel nous chercherons à prévoir au mieux les débits. Des pluies et/ou des débits observés avant ce pas de temps représenteront des pluies et/ou des débits passés. Au delà de ce pas de temps, des pluies et/ou des débits apparaîtront comme des suppositions et représenteront des pluies et/ou des débits futurs.

G - IV Applications et analyses des résultats

Dans les trois sections qui suivent, nous appliquons la méthode d'inversion des pluies en temps réel selon différents cas. L'objectif sera de juger l'utilité de cette approche pour la prévision des débits en temps réel dans différentes situations. Pour chacun des cas présentés, une première section décrit cette situation, les connaissances considérées disponibles sur les pluies et les débits passés et futurs, ainsi que la procédure suivie. Une seconde section propose une analyse de l'apport de l'approche proposée pour la prévision des débits futurs.

G - IV - 1 Premier cas d'application : pluies observées indisponibles

IV - 1 - a Descriptions de la procédure d'inversion des pluies en temps réel et du cas étudié

La méthode d'inversion des pluies en temps réel a dans un premier temps été appliquée de façon similaire à l'inversion des pluies classique. Ainsi, pour ce premier cas d'application, **aucune connaissance sur les pluies n'a été considérée disponible**. Concrètement, les pluies passées (*i.e.* pluies observées jusqu'au dernier pas de temps d'inversion t) ont été considérées nulles. Les pluies futures (*i.e.* pluies prévues au delà du dernier pas de temps d'inversion t) ont été naïvement supposées nulles.

La méthode a été appliquée en faisant évoluer le dernier pas de temps d'inversion du troisième¹ au dernier pas de temps de chacun des 17 événements disponibles.

Des illustrations considérées significatives de cette procédure appliquée aux débits observés de l'un des événements considérés (*i.e.* événement 8704) sont proposées par les figures G.1, G.2 et G.3. Ces figures présentent en orange les hyétogrammes des pluies ayant été inversées à partir des débits observés entre le début et différents derniers pas de temps d'inversion. À titre de comparaison, les hyétogrammes des pluies observées y sont aussi représentés (*cf.* hyétogrammes en bleu). Nous rappelons que dans ce cas d'application, ces pluies observées ne sont pas utilisées par la méthode. Les débits observés entre le début de l'événement et le dernier pas de temps d'inversion sont tracés en bleu. Les débits optimisés au cours de la procédure d'inversion à partir de ces mêmes débits sont tracés en orange. Ces débits sont donc issus de la simulation des pluies inversées par le modèle. Les débits simulés au delà du dernier pas de temps d'inversion sont tracés en

1. Pour des raisons essentiellement algorithmiques et numériques, la méthode d'inversion des pluies en temps réel ne peut être raisonnablement appliquée lorsque le dernier pas de temps d'inversion est le premier ou le deuxième pas de temps d'un événement donné.

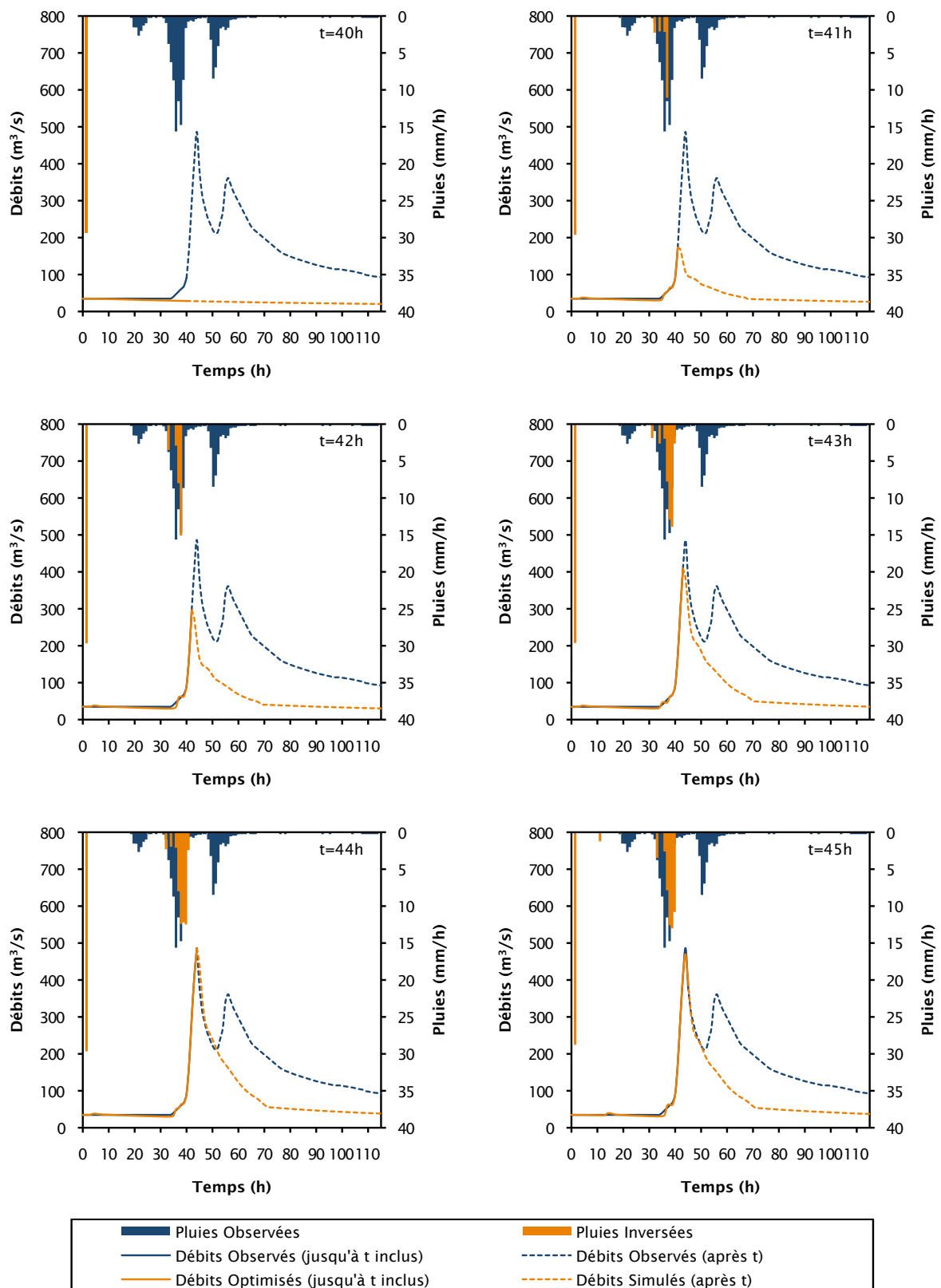


Figure G.1 – Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 42h à 45h).

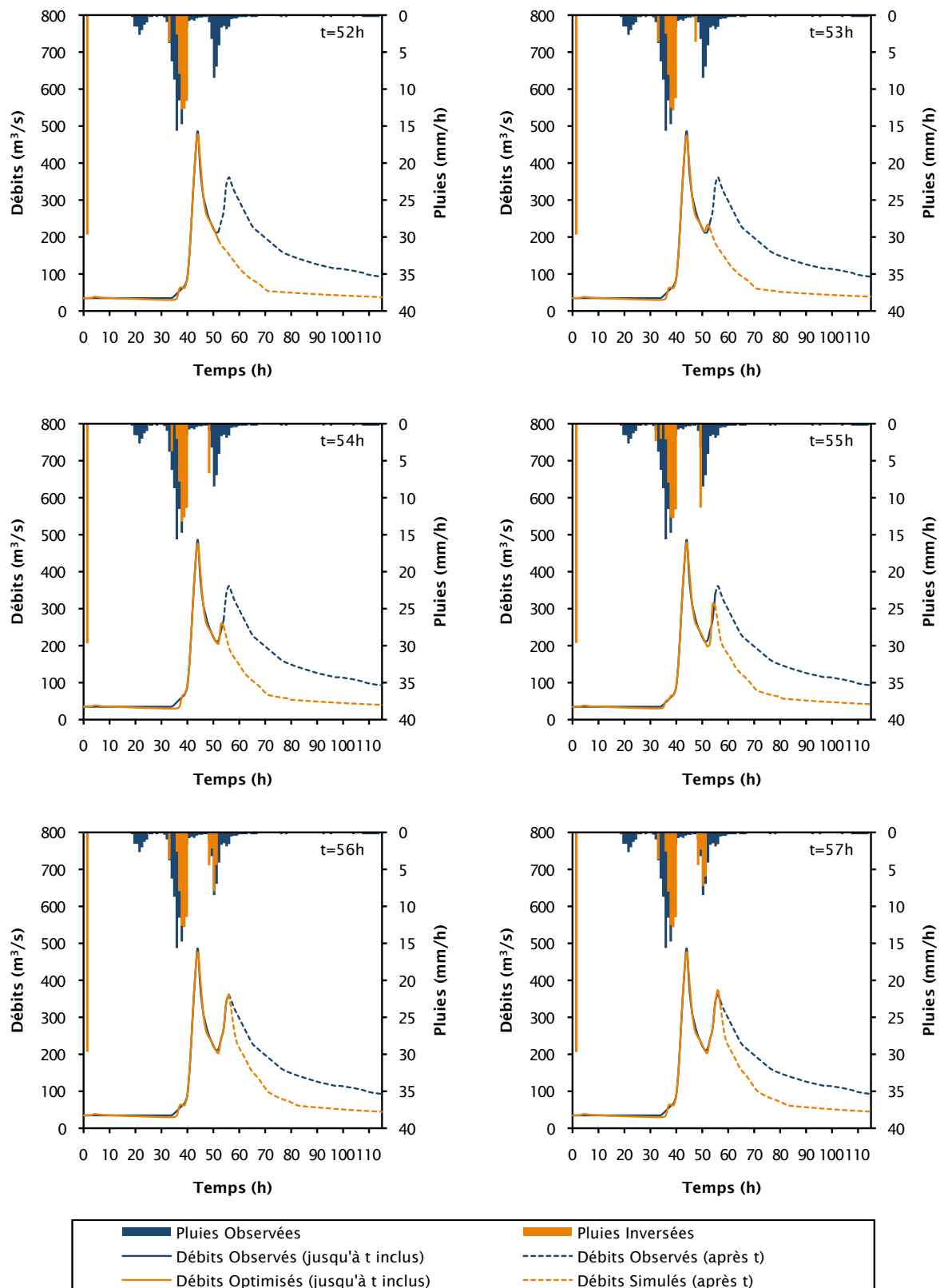


Figure G.2 – Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 52h à 57h.

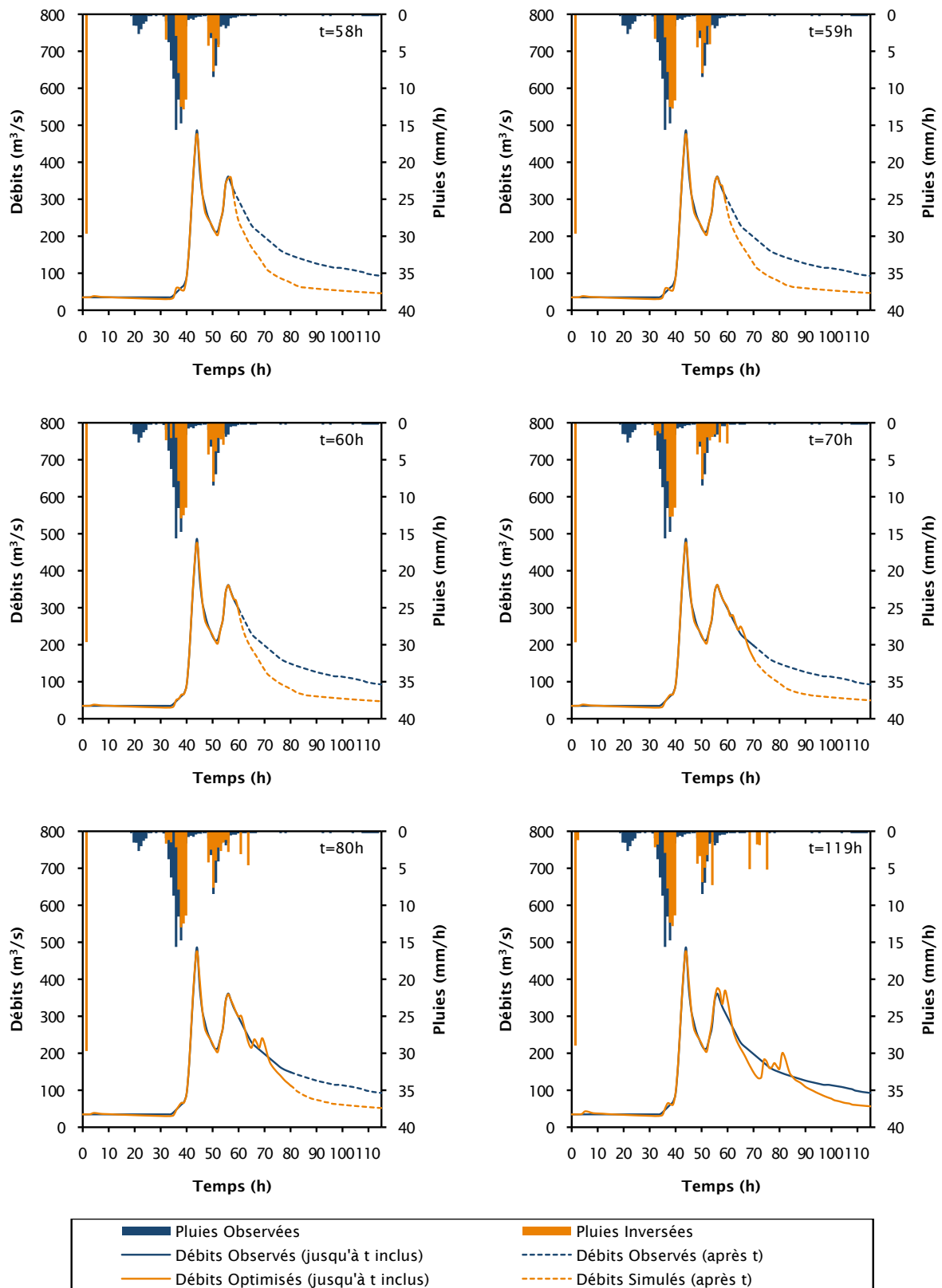


Figure G.3 – Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 58h à la fin de l'événement (*i.e.* 119h).

orange pointillé. Pour ce premier cas d'application, aucune connaissance sur les pluies ou sur les débits au delà du dernier pas de temps d'inversion n'a été considérée disponible. Les pluies futures ont naïvement été supposées nulles. Au delà du dernier pas de temps d'inversion, les débits ont donc été simulés par le modèle sous cette hypothèse. À titre de comparaison, les débits observés au delà du dernier pas de temps d'inversion sont tracés en pointillés bleus.

Il peut dans un premier temps être constaté qu'aucune pluie effective n'a été inversée par la méthode pour des derniers pas de temps d'inversion inférieurs ou égaux à $t = 40\text{h}$ (cf. figure G.1). Bien qu'il ait plu durant cette période, les débits observés n'y évoluent pas significativement et aucune pluie ne peut, pour des raisons numériques, être inversée par cette dernière. **La méthode a donc échoué à retrouver la dynamique des premières pluies de l'événement** présenté. En notant que les pluies observées de cet événement sont réparties en trois averses distinctes, ces pluies non retrouvées par la méthode intègrent la première et une partie de la seconde averse. Ces premières pluies représentent finalement les pertes initiales de l'événement. Ces dernières n'ayant en définitive pas d'impacts immédiats sur les débits, leur dynamique ne peut pas être retrouvée par la méthode.

Il peut cependant être noté qu'un incrément de pluies relativement important est inversé sur le deuxième pas de temps de l'événement. Il s'agit de l'incrément de pluies visant à combler les pertes initiales considérées par le modèle. Nous rappelons que le modèle TOPSIMPL considère en effet les premières pluies d'un événement comme des pertes initiales. Ainsi, pour simplifier, tout vecteur de pluies dont le cumul est inférieur à celui des pertes initiales évaluées par le modèle n'a pratiquement aucune influence sur le débit que le modèle simule. Il n'a par conséquent aucune influence significative sur la valeur de la fonction objectif sur laquelle se base l'algorithme d'optimisation utilisé par la méthode d'inversion des pluies (*i.e.* mesure d'écart entre débits observés et simulés). Cela rend alors numériquement inopérante la procédure d'inversion du vecteur des pluies par cet algorithme. Par conséquent, en pratique, les pertes initiales évaluées par le modèle sont identifiées de manière heuristique et itérative sur le deuxième pas de temps de l'événement inversé². Pour le modèle TOPSIMPL, ces pertes initiales sont approximativement égales à la valeur du paramètre $SRMax$. Elles sont ici de l'ordre de 30mm/h. Si la méthode n'apparaît donc pas en mesure d'évaluer la dynamique des pertes initiales réelles d'un événement, elle donne, en se basant sur le modèle, une estimation potentielle de leur cumul sur le second pas de temps de la chronologie des pluies inversées. Nous ajoutons par ailleurs que ces estimations n'étant pas considérées comme partie prenante à la dynamique temporelle de la chronologie des pluies inversées, elles n'ont, pour plus de clarté, pas été représentées dans les figures E.2 et E.3 présentant les résultats de

2. Pour des raisons purement numériques, aucun incrément de pluie n'est implémenté sur le premier pas de temps d'un événement à inverser.

l'application de la méthode d'inversion des pluies (cf. pages 113 et 114).

La figure G.1 présente aussi des illustrations de la procédure d'inversion pour des derniers pas de temps d'inversion évoluant de $t = 40h$ à $t = 45h$. C'est notamment entre ces deux pas de temps que s'identifie le pic de débit de l'événement inversé. Lorsque le dernier pas de temps d'inversion atteint $t = 44h$, pas de temps correspondant au premier pic de débit de l'événement considéré, la majeure partie de la secondeaverse de l'événement apparaît retrouvée de manière acceptable par la méthode. Il est de plus possible de le constater à l'observation des figures G.2 et G.3, que les pluies inversées correspondant à cetteaverse restent pratiquement identiques quelque-soit le dernier pas de temps d'inversion au delà de $t = 44h$. Le vecteur des pluies inversées pour $t = 45h$, pas de temps à partir duquel s'amorce la première décrue de l'événement, est par exemple semblable à celui inversé pour $t = 44h$. Il en est de même pour des derniers pas de temps d'inversion supérieurs. Cette observation témoigne d'une certaine robustesse de la méthode proposée. **Les pluies inversées pour reconstituer une crue donnée ne sont pas significativement impactées par la considération de nouvelles observations de débits au delà de cette crue.**

Les figures G.2 et G.3 présentent des illustrations de la procédure d'inversion pour des derniers pas de temps d'inversion évoluant de $t = 52h$ à $t = 119h$ (i.e. dernier pas de temps de l'événement). Il peut y être constaté que l'interruption temporelle entre la deuxième et la troisièmeaverse de l'événement considéré a été raisonnablement identifiée par la méthode (cf. inversion des pluies pour $t = 53h$). La dernièreaverse est totalement inversée lorsque le dernier pas de temps d'inversion atteint $t = 60h$, 4 heures après le second pic de débit. Les pluies inversées correspondantes s'avèrent de plus pratiquement inchangées pour des derniers pas de temps d'inversion supérieurs. Cela vient donc appuyer l'une des conclusions du paragraphe précédent : les pluies inversées pour reconstituer une crue donnée ne sont pas significativement impactées par la considération de nouvelles observations de débits au delà de cette crue.

Enfin, il est aussi possible de constater que la seconde décrue s'effectue non seulement moins rapidement que la première, mais aussi moins rapidement que celle simulée par le modèle. Les pluies inversées au delà de $t = 80h$ compensent cette erreur du modèle.

IV - 1 - b Prévision de débits à partir des pluies inversées

L'un des objectifs de ce chapitre est de juger l'utilité de l'inversion des pluies en temps réel pour la prévision des débits futurs (cf. section G - I en page 150). Dans les figures G.1, G.2 et G.3 sont donc représentés les débits simulés par TOPSIMPL au delà du dernier pas de temps d'inversion (cf. courbes en orange pointillé). Ces débits ont été simulés à partir des pluies inversées entre le début et le dernier pas de temps d'inversion

et sous l'hypothèse de pluies nulles au delà. Cette hypothèse sera d'ailleurs remise en cause dans les cas d'applications présentés dans les sections suivantes.

Comme le montrent ces figures G.1, G.2 et G.3, **sous l'hypothèse de pluies futures nulles, les débits simulés au delà du dernier pas de temps d'inversion sous-estiment quasi-systématiquement les débits observés**. Ce résultat peut s'expliquer de la façon suivante. Lorsque les pluies sont inversées à partir des débits observés entre le début de l'événement et un dernier pas de temps d'inversion t , elles le sont de façon à minimiser les écarts entre les débits observés et simulés entre le premier pas de temps et le dernier pas de temps d'inversion. Or, du fait du temps de réponse du bassin versant qu'évalue le modèle, les dernières composantes du vecteur des pluies inversées n'ont que peu d'impact sur les débits simulés entre ces deux pas de temps. Leurs effets n'interviennent pour simplifier qu'après le dernier pas de temps d'inversion. Elles n'ont par conséquent pas d'impacts significatifs sur la fonction objectif sur laquelle se base l'algorithme d'inversion des pluies. Le temps de réponse du bassin versant étant de l'ordre de 4 heures, les composantes du vecteur des pluies inversées en t , $t - 1$ et $t - 2$ s'avèrent ainsi pratiquement nulles. Sous l'hypothèse de pluies futures nulles, le modèle simule par conséquent une décrue au delà du dernier pas de temps d'inversion t et sous-estime donc quasi-systématiquement les débits observés futurs.

Ce résultat se constate pour chacun des 17 événements auquel la procédure décrite en section G - IV - 1 (cf. page 153) a été appliquée. Nous nous référons ici à la figure G.4. Celle-ci présente notamment les efficacités de Nash globales³ calculées entre les débits observés et simulés par le modèle à $t + dt$, pour dt évoluant de 1h à 5h (cf. histogrammes en vert). Ces efficacités de Nash ont été calculées de la façon suivante : (1) la procédure d'inversion des pluies en temps réel a été appliquée à chacun des événements, en faisant évoluer le dernier pas de temps d'inversion t de leur troisième à leur dernier pas de temps ; (2) des chronologies de débits ont été simulées par le modèle à partir de chacune des chronologies de pluies ayant été inversées et sous l'hypothèse de pluies nulles au delà de t ; (3) les composantes de chacune de ces chronologies de débits en $t + dt$, pour dt évoluant de 1h à 5h, ont été récupérées et concaténées pour générer des chronologies de débits simulés à $t + dt$; (4) les efficacités de Nash globales entre les chronologies de débits observés et de débits simulés à $t + dt$ ont été calculées, puis représentées sous forme d'histogrammes dans la figure G.4 (cf. histogrammes en vert). Elles représentent en définitive la qualité de la prévision donnée par le modèle à différents horizons de prévisions, lorsque la méthode d'inversion des pluies en temps réel a été employée.

À titre de comparaison, la figure G.4 présente aussi les efficacités de Nash globales calculées entre les chronologies de débits observés et de débits de persistance⁴. Ces

3. Efficacités de Nash calculées sur la concaténation des 17 chronologies de débits considérées.

4. Débits futures égaux à la valeur du débit au dernier pas de temps d'inversion t .

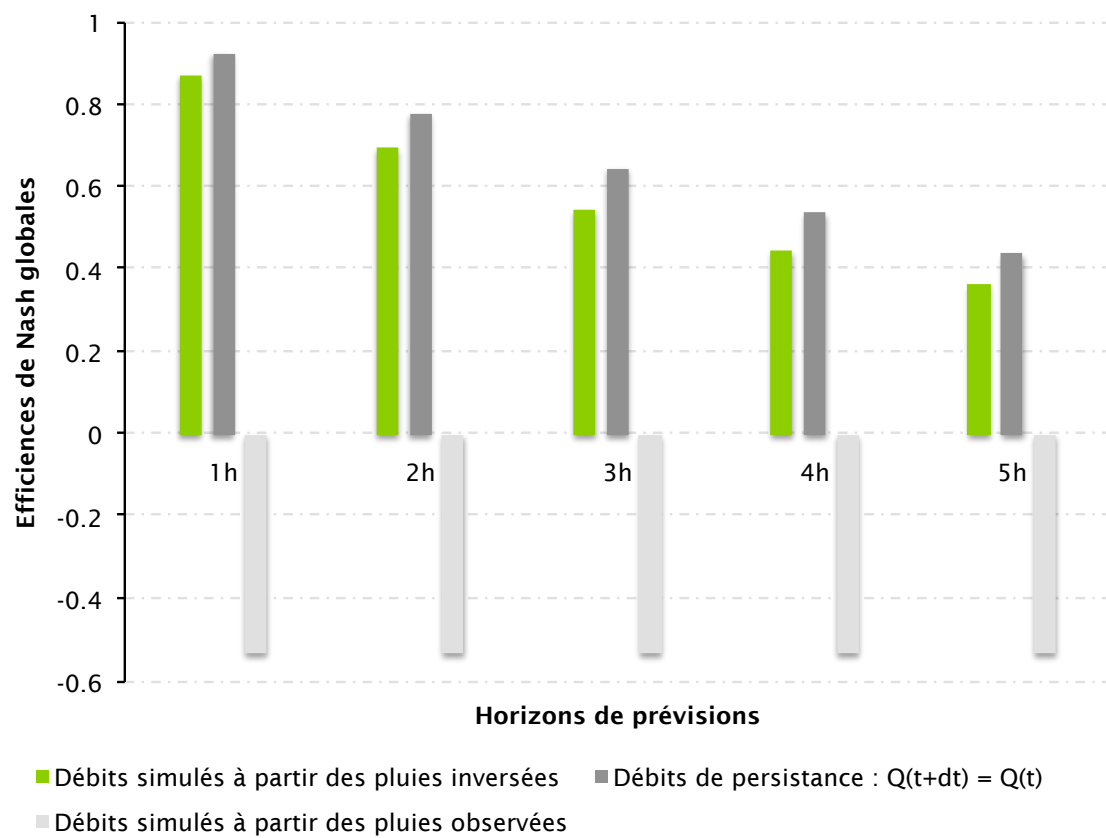


Figure G.4 – Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t + dt$, sous l'hypothèse de pluies futures nulles. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.

efficacités sont représentées par les histogrammes en gris foncé dans la figure G.4. Les histogrammes en gris clair présentent eux, les efficacités de Nash globales calculées entre les chronologies de débits observés et de débits simulés à $t + dt$ à partir des seules pluies considérées initialement disponibles dans ce premier cas d'application. Il s'agit donc ici concrètement d'efficacités de Nash globales calculées entre débits observés et simulés à $t + dt$ pour dt allant de 1h à 5h à partir de chronologies de pluies intégralement nulles. Ces efficacités représentent en définitive la performance qu'aurait eu le modèle considéré sans utilisation de la méthode d'inversion des pluies en temps réel.

De manière générale, il peut être constaté que dans ce cas d'application, **la persistance des débits constitue la meilleure prévision**. La prévision issue de la simulation par le modèle sans utilisation de la méthode proposée (*i.e.* simulation à partir de pluies nulles) constitue de loin la plus mauvaise. Par rapport à cette prévision, celle donnée par le modèle avec les pluies inversées s'avère bien meilleure. Les efficacités des prévisions obtenues à partir des pluies inversées à 1h et à 2h sont en effet au dessus de 0.6 mais restent cependant inférieures à celles des débits de persistances quels que soient les horizons de prévisions. Le fait qu'à partir des pluies inversées, une décrue ait systématiquement été simulée par le modèle au delà du dernier pas de temps d'inversion est la raison de cette infériorité.

En définitive, si **l'approche proposée** permet d'améliorer de manière significative la qualité de la prévision donnée par le modèle sans connaissances de pluies, son **utilité pour la prévision des débits en temps réel** reste **limitée**. Les prévisions données par le modèle avec les pluies inversées apparaissent en effet moins justes que celles données par le modèle naïf de persistance.

Il est tout de même à souligner qu'un modèle de persistance n'est en mesure de donner une prévision qu'au seul point du bassin versant où le débit est jaugé. En revanche, un modèle hydrologique pourrait s'avérer en mesure de donner des prévisions en d'autres points du bassin versant. L'approche proposée, appliquée avec l'hypothèse de pluies futures nulles pourrait donc offrir des **perspectives intéressantes pour la prévision des débits futurs en des points non jaugés du bassin versant**.

G - IV - 2 Deuxième cas d'application : pluies connues à partir du dernier pas de temps d'inversion

IV - 2 - a Description du cas étudié

Dans la section précédente, la méthode d'inversion des pluies en temps réel a été appliquée en considérant les pluies observées intégralement indisponibles et nulles. Nous

nous sommes proposés dans cette section d'appliquer cette méthode en considérant les **pluies indisponibles et/ou inutilisables seulement jusqu'à un pas de temps donné t** (*i.e.* pluies passées inconnues). Nous avons en revanche supposé les **pluies du temps présent et futures connues** et égales aux pluies observées. Dans une telle situation, les pluies passées peuvent par exemple avoir été montrées trop imprécises et/ou trop erronées pour être exploitées afin de donner des estimations justes et fiables de débits futurs. Les débits observés jusqu'à t pourraient par exemple avoir augmenté significativement, indiquant un début de crue, sans que cela soit concordant avec les observations de pluies disponibles jusqu'à t (*e.g.* observations n'indiquant pas de début d'averse de pluies).

La procédure d'inversion en temps réel est identique à celle décrite en section G - IV - 1 (*cf.* page 153). Les pluies ont ainsi été inversées à partir des débits observés entre le début de l'événement et un dernier pas de temps d'inversion t . Cependant, pour ce cas d'application, le vecteur inconnu des pluies n'a pas été initialisé au vecteur nul. La valeur de la pluie au dernier pas de temps d'inversion est notamment considérée connue (pluie au temps présent supposée connue). Elle a donc été utilisée pour initialiser le vecteur des pluies. Concrètement, toutes les composantes de ce vecteur ont été initialisées à des valeurs nulles, exceptée la composante en t qui a été fixée à la valeur connue de la pluie en ce pas de temps. Elle a par ailleurs aussi été fixée à cette valeur et non modifiée au cours de la procédure d'inversion.

Comme pour le premier cas d'application présenté dans ce chapitre, la procédure d'inversion des pluies en temps réel a été appliquée aux 17 événements considérés et en faisant évoluer le dernier pas de temps d'inversion t de leur troisième à leur dernier pas de temps.

IV - 2 - b Prévision de débits à partir des pluies inversées

Afin de juger de l'utilité de l'inversion des pluies en temps réel pour la prévision des débits futurs, la même analyse que celle proposée en section G - IV - 1 (*cf.* page 158) a été effectuée. Nous avons ainsi comparé les efficacités de Nash globales des prévisions données par le modèle lorsque l'inversion des pluies en temps réel avait été utilisée, à celles de la persistance des débits d'une part et à celles données par le modèle sans utilisation de la méthode d'autre part.

La figure G.5 présente ces efficacités pour des horizons de prévisions (*i.e.* dt) évoluant de 1h à 5h (*cf.* histogrammes en vert). Celles-ci ont été calculées de la même façon que celle décrite en section G - IV - 1 (*cf.* page 159). Nous précisons que dans ce cas d'application, les pluies sont cependant considérées connues à partir du dernier pas de temps d'inversion inclus. Les efficacités représentées par les histogrammes en vert ont donc été calculées à partir des simulations du modèle obtenues avec : (1) des pluies inversées

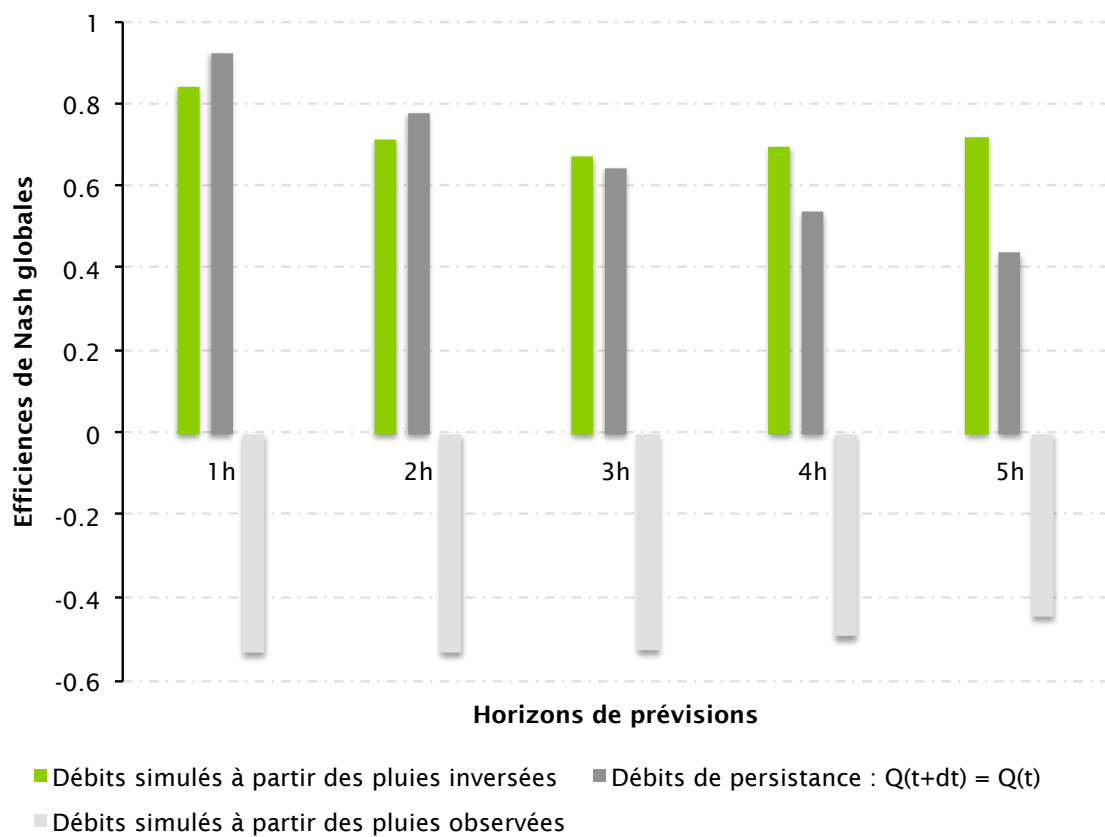


Figure G.5 – Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t + dt$, sous l'hypothèse de pluies futures connues à partir de t inclus. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.

jusqu'à t ; et (2) sous l'hypothèse de pluies connues au delà. Les efficacités représentées par les histogrammes en gris clair ont-elles été calculées à partir des simulations du modèle issues des seules pluies considérées disponibles dans ce cas d'étude : pluies nulles jusqu'à $t - 1$ et pluies connues au delà. Ces dernières illustrent notamment la potentielle qualité de la prévision donnée par le modèle sans inversion des pluies en temps réel. À titre de comparaison, la figure G.5 présente aussi en gris foncé les efficacités calculées à partir des débits de persistance.

À la différence du cas d'application présenté en section G - IV - 1 (*i.e.* pluies indisponibles et considérées intégralement nulles, *cf.* page 153), il peut être constaté que dans ce second cas d'application, la persistance des débits ne constitue pas la meilleure prévision quels que soient les horizons de prévisions. **La prévision obtenue avec les pluies inversées devient en effet meilleure que la persistance des débits aux horizons de prévisions 3h, 4h et 5h.** La prévision obtenue par le modèle à partir des seules pluies observées considérées disponibles reste elle, de loin la plus mauvaise.

Le problème soulevé dans le cas d'application précédent (*i.e.* pluies indisponibles et considérées intégralement nulles, *cf.* section G - IV - 1 en page 153) semble par ailleurs avoir été en partie compensé. Pour rappel, sous l'hypothèse de pluies futures nulles, les prévisions obtenues par le modèle avec les pluies inversées sous-estimaient quasi-systématiquement les débits futurs et s'avéraient moins efficaces que celles issues du modèle de persistance (*cf.* section G - IV - 1 en page 159). Sous l'hypothèse de pluies futures connues, si la prévision donnée par le modèle reste moins efficace que la persistance des débits aux horizons de prévisions 1h et 2h, son efficacité se stabilise autour de 0.7 aux horizons de prévisions 3h, 4h et 5h.

En conclusion, sans les pluies passées mais avec les pluies connues aux temps présent et futurs, **l'approche proposée permet d'une part d'améliorer de manière significative la qualité de la prévision qu'aurait donné le modèle** sans utilisation de la méthode. D'autre part, elle permet aussi d'**obtenir des prévisions de débits acceptables** à tous les horizons de prévisions considérés dans ce chapitre. Leur efficacité s'avère par exemple supérieure à 0.7 à l'horizon de prévision 5h.

IV - 2 - c Prolongation de la procédure d'inversion au-delà du pas de temps à partir duquel les pluies sont considérées disponibles

Cette section prolonge l'exploration du cas d'application présenté dans la section précédente. Nous nous plaçons donc toujours dans une situation pour laquelle les **pluies passées sont indisponibles** et considérées nulles. Nous cherchons cependant ici à **juger l'intérêt de prolonger la procédure d'inversion des pluies au delà de cette situation**

défavorable.

Nous notons t_p , **le pas de temps à partir duquel les pluies sont disponibles** et considérées égales aux pluies observées. Dans la section précédente, les pluies ont ainsi été inversées à partir des débits observés jusqu'à un dernier pas de temps d'inversion $t = t_p$. L'objectif de cette section est de juger l'intérêt de prolonger la procédure d'inversion des pluies au delà de t_p . Pour cela, les pluies ont concrètement été inversées à partir des débits observés jusqu'à un dernier pas de temps d'inversion $t = t_p + 1$, puis $t = t_p + 2$.

La procédure d'inversion des pluies en temps réel est la même pour $t = t_p + 1$ et $t = t_p + 2$ que celle pour $t = t_p$. Il est cependant à préciser que lorsque les pluies ont été inversées à partir des débits observés jusqu'à $t = t_p + 1$, les valeurs des pluies considérées connues en t_p et $t_p + 1$ ont été utilisées pour initialiser les composantes du vecteur inconnu des pluies qui correspondaient à ces pas de temps. Ces valeurs n'ont par ailleurs pas été modifiées au cours de la procédure d'inversion. De même, lorsque les pluies ont été inversées à partir des débits observés jusqu'à $t = t_p + 2$, les valeurs des pluies connues en t_p , $t_p + 1$ et $t_p + 2$ ont été utilisées pour initialiser les composantes du vecteur inconnu des pluies qui correspondaient à ces pas de temps. Ces valeurs spécifiées n'ont elles non plus pas été modifiées au cours de la procédure d'inversion.

La procédure d'inversion des pluies en temps réel a aussi été appliquée aux 17 événements considérés et en faisant évoluer le dernier pas de temps d'inversion de leur troisième à leur dernier pas de temps.

Comme pour les cas d'applications précédents, nous avons cherché à évaluer la qualité de la prévision des débits donnée par le modèle au delà du derniers pas de temps d'inversion t et obtenue avec les pluies inversées (*i.e.* qualité de la prévision des débits futurs). La figure G.6 présente ainsi les efficacités de Nash globales de ces prévisions à différents horizons de prévision, pour $t = t_p$, $t = t_p + 1$ et $t = t_p + 2$. Ces efficacités ont été calculées comme décrit en section G - IV - 1 (*cf.* page 159) mais en considérant les pluies connues et égales aux pluies observées à partir de t_p . Les pluies futures ont en d'autres termes été considérées connues et égales aux pluies observées. Les histogrammes en vert clair présentent les efficacités de Nash globales calculées pour $t = t_p$ (*i.e.* résultats issus de la section précédente). Les histogrammes en vert foncé et très foncé présentent respectivement les efficacités calculées pour $t = t_p + 1$ et $t = t_p + 2$. À titre de comparaison, la figure G.6 présente aussi les efficacités calculées à partir des débits de persistance.

Par cette figure G.6, il peut ainsi être noté que la prolongation de la procédure d'inversion des pluies au delà du pas de temps t_p à partir duquel les pluies ont été considérées disponibles, améliore significativement la qualité de la prévision des débits. Les efficacités des débits simulés avec des pluies inversées jusqu'à $t = t_p + 1$ puis connues au delà sont

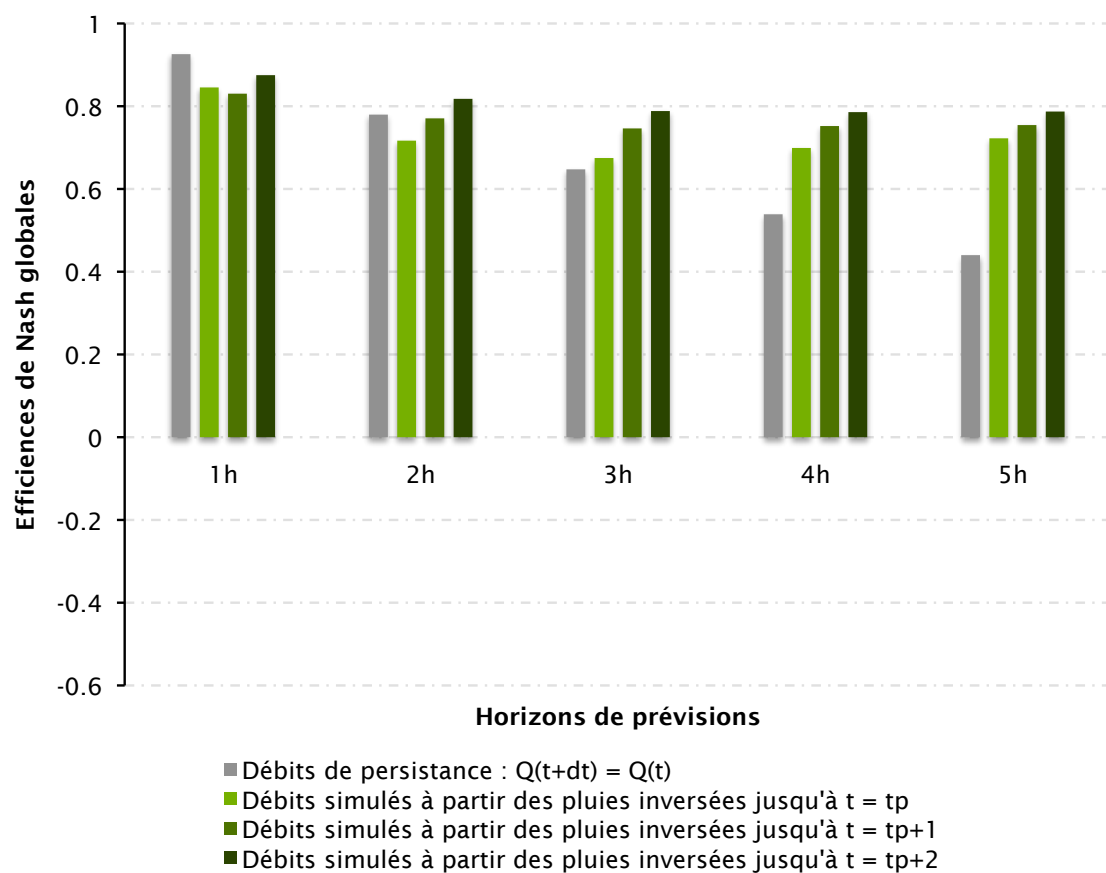


Figure G.6 – Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t + dt$, sous l'hypothèse de pluies connues à partir de t_p . t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.

en effet au dessus de 0.7 quels que soient les horizons de prévisions considérés. Celles des débits simulés avec des pluies inversées jusqu'à $t = t_p + 2$ puis connues au delà sont encore supérieures et de l'ordre de 0.8. Il est néanmoins aussi à noter que la prévision des débits obtenue avec le modèle de persistance à l'horizon de prévision 1h reste numériquement la meilleure.

De manière générale, les résultats de ces deux cas d'application présentés par les figures G.5 et G.6 mettent en évidence l'**utilité de l'approche proposée pour la prévision des débits futurs en cas de pertes de la connaissances des pluies passées ou lorsque celles-ci sont considérées trop erronées** pour être utilisées. Les efficacités obtenues avec les pluies inversées restent en effet dans un ordre de grandeur raisonnable quels que soient les horizons de prévisions. Si elles atteignent un minimum inférieur à 0.7 à l'horizon de prévision 3h, elles deviennent meilleures que les efficacités de la persistance des débits à partir de cet horizon de prévision. Les efficacités des simulations obtenues avec les seules pluies disponibles sont elles systématiquement négatives (*cf.* figure G.5).

La poursuite de la procédure d'inversion des pluies au delà de la situation d'indisponibilité ou d'inutilisabilité des pluies, améliore aussi significativement la qualité des prévisions. En particulier, les efficacités des prévisions obtenues avec les pluies inversées dans le cas où la procédure d'inversion avait été prolongée de 2 heures (*i.e.* dernier pas de temps d'inversion $t = t_p + 2$) s'avèrent non seulement meilleures que celles obtenues avec les pluies inversées dans les autres cas étudiés, mais aussi que celles issues de la persistance des débits dès l'horizon de prévision 2h. Ces efficacités sont, de plus, proches de 0.8 quels que soient les horizons de prévisions, ce qui permet de considérer particulièrement satisfaisante la prévision obtenue.

G - IV - 3 Troisième cas d'application : pluie passées et futures connues

IV - 3 - a Description du cas étudié

Dans ce troisième et dernier cas d'application, la méthode d'inversion des pluies en temps réel a été appliquée en considérant les **pluies intégralement connues** et égales aux pluies observées. Il s'agit d'une **situation idéale** où les pluies passées et futures sont connues et disponibles. L'objectif de cette section est donc de juger si la méthode d'inversion des pluies en temps réel permet d'améliorer la prévision des débits même dans un tel contexte très favorable.

La procédure d'inversion en temps réel est identique à celle décrite en section G - IV - 1 (*cf.* page 153). Les pluies ont ainsi été inversées à partir des débits observés entre le début de l'événement et un dernier pas de temps d'inversion t . Le vecteur inconnu

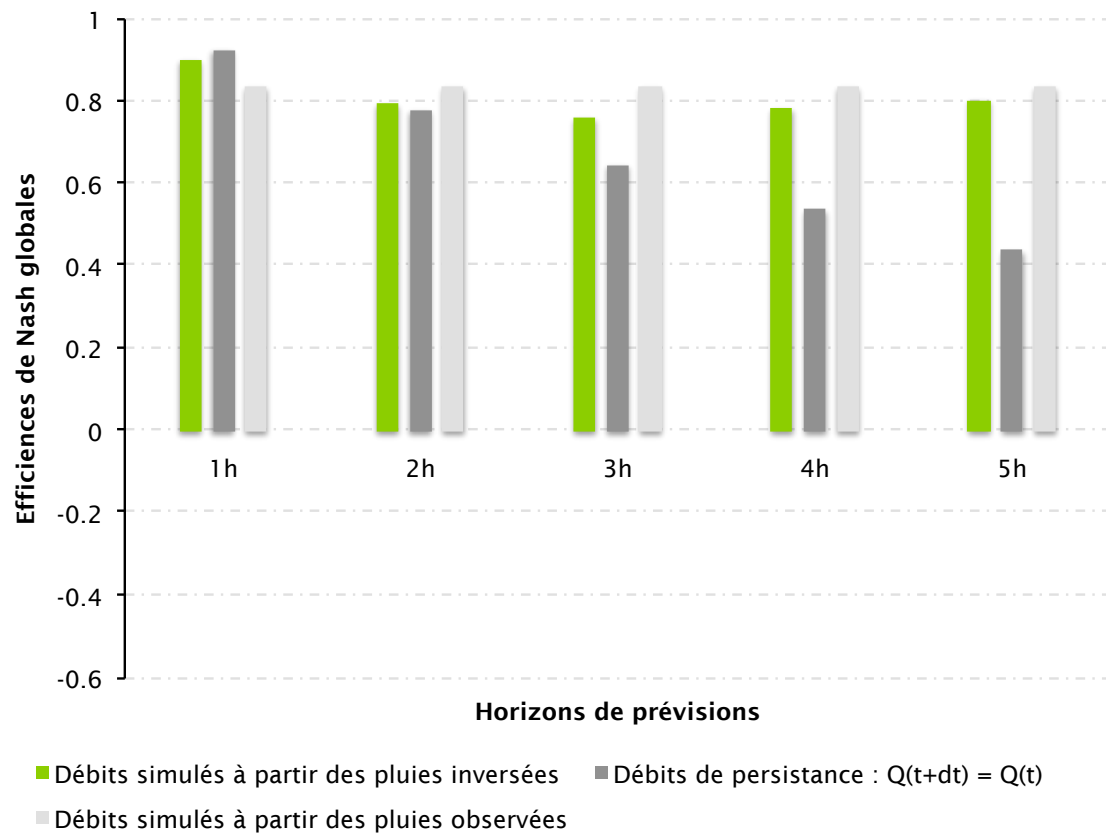


Figure G.7 – Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t + dt$, sous l'hypothèse de pluies passées et futures connues. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.

des pluies n'a néanmoins pas été initialisé au vecteur nul. Toutes les composantes de ce vecteur ont été initialisées aux valeurs observées de la pluies aux pas temps qui y correspondaient.

La procédure appliquée dans cette section apparaît en définitive, plus comme une **tentative d'amélioration ou de correction des pluies** disponibles. Elle a été appliquée aux 17 événements considérés et en faisant évoluer le dernier pas de temps d'inversion de leur troisième à leur dernier pas de temps.

IV - 3 - b Prédiction de débits à partir des pluies inversées

Comme pour les cas d'applications précédents, nous avons cherché à évaluer la potentielle utilité de l'approche proposée pour la prédiction des débits futurs. La même analyse que celle proposée en section G - IV - 1 (cf. page 158) a donc été effectuée.

La figure G.7 présente les efficiences de Nash globales calculées entre des débits observés et simulés par le modèle à $t + dt$, pour dt évoluant de 1h à 5h (cf. histogrammes en vert). Ces efficiences de Nash ont été calculées comme décrit en section G - IV - 1 (cf. page 159). Nous précisons que dans ce troisième cas d'application, les pluies sont considérées égales aux pluies observées à partir du dernier pas de temps d'inversion. Les efficiences représentées par les histogrammes en vert dans la figure G.7 ont donc été calculées à partir des simulations du modèle issues des pluies inversées jusqu'à t et des pluies observées au delà. Les efficiences représentées par les histogrammes en gris claires ont elles été calculées à partir des simulations du modèle issues de la chronologie intégrale des pluies observées (*i.e.* pluies intégralement connues). À titre de comparaison, la figure G.7 présente aussi les efficiences calculées à partir des débits de persistance (cf. histogrammes en gris foncé).

Il peut être constaté que si la prévision obtenue avec le modèle de persistance apparaît comme étant numériquement la meilleure à l'horizon de prévision 1h, celles issues des simulations du modèle sont systématiquement meilleures au delà. Qu'elles soient obtenues avec des pluies inversées ou des pluies observées connues, **les efficiences des prévisions données par le modèle peuvent de plus être considérées acceptables quels que soient les horizons de prévisions** (efficiences de l'ordre de 0.8). Mis à part à l'horizon de prévision 1h, les efficiences des simulations obtenues avec des pluies inversées apparaissent légèrement inférieures à celles des simulations issues des pluies observées.

Les résultats présentés par la figure G.7 semblent par conséquent indiquer que corriger les pluies en temps réel *via* la méthode proposée, ne permet pas d'améliorer la qualité des prévisions des débits futurs. Cependant, il est à préciser que dans le cas présenté dans cette section, les efficiences des simulations obtenues avec des pluies inversées sont comparées à celles issues de pluies observées supposées justes. Or, celles obtenues avec les pluies inversées pouvant aussi être considérées acceptables (*i.e.* efficiences de l'ordre de 0.8), **l'approche proposée pourrait donc s'avérer utile lorsque les pluies observées passées sont disponibles mais imparfaites** voire erronées. La méthode ne corrigeant néanmoins pas les pluies fournies pour les temps présent et futurs, elle restera tout même impactée par les potentielles incertitudes de ces dernières.

G - V Résumé, conclusions et perspectives du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons cherché à **appliquer la méthode d'inversion des pluies** proposée au chapitre E (cf. page 93) à d'**autres cas** que celui pour lequel elle a été corroborée. Cette méthode avait été prouvée capable d'estimer la chronologies des pluies d'un événement de crue, à partir de la chronologie des débits observés de cet événement et en utilisant un modèle hydrologique calibré. Dans ce chapitre, cette méthode n'a

pas seulement été appliquée à partir des débits observés entre le début et la fin d'un événement, mais à partir des débits observés entre le début et différents instants donnés d'un événement. La méthode d'inversion des pluies a en définitive été appliquée afin de **reconstituer une chronologies de pluies entre le début et un instant donné** d'un événement de crue.

L'objectif sous-jacent des applications de la méthode d'inversion des pluies qui ont été proposées était d'**explorer sa potentielle utilité pour la prévision des débits en temps réel**. Ainsi, à la différence du chapitre E dans lequel a été présenté la méthode, les pluies inversées n'ont ici pas été numériquement analysées. Nous avons en revanche cherché à évaluer leurs potentiels effets sur les débits simulés par le modèle TOPSIMPL au delà de différents derniers pas de temps d'inversion (dernier pas de temps de la chronologies des débits observés utilisé pour inverser les pluies). Par l'analyse de différents cas d'application, nous avons en définitive cherché à **évaluer si les pluies inversées par la méthode permettaient d'améliorer la qualité des simulations des débits futurs**.

Trois cas d'applications représentant diverses situations pouvant être rencontrées en contexte opérationnel ont été testés. Le premier visait à juger l'utilité de la méthode en situation de black-out total concernant les connaissances des pluies. Dans le deuxième, il s'agissait d'évaluer l'intérêt de la méthode seulement dans une situation d'indisponibilité ou d'inutilisabilité des pluies passées. Les pluies futures étaient alors supposées connues. Enfin, dans le dernier cas, la méthode a été appliquée dans une situation idéale considérant connue la totalité de la chronologie des pluies de l'événement connues. L'objectif était alors plutôt d'analyser si la méthode d'inversion des pluies pouvait être utilisée pour corriger ou améliorer les estimations de pluies disponibles. Pour chacun de ces différents cas, des pluies ont été inversées entre le début et un pas de temps donné d'un événement (appelé dernier pas de temps d'inversion et noté t). La qualité de la prévision des débits donnée par le modèle au delà de ce pas de temps et obtenue avec ces pluies inversées a ensuite été évaluée. Le dernier pas de temps d'inversion t représentait alors le temps présent. Nos conclusions relatives aux différents cas présentés sont les suivantes.

Pour le premier cas testé (*i.e.* **black-out**), seuls les débits jusqu'au temps présent t étaient considérés connus et disponibles. Les débits simulés au delà de ce pas de temps (*i.e.* débits futurs) ont donc été obtenus avec des pluies inversées jusqu'au temps présent et sous l'hypothèse de pluies nulles au delà. Pour ce cas d'application, il a été montré que l'approche proposée permettait d'**améliorer significativement les efficacités des prévisions qu'aurait donné le modèle sans inversion des pluies**. Les prévisions obtenues avec pluies inversées se sont cependant avérées légèrement **moins efficaces que celles obtenues avec le modèle de persistance** des débits. Le modèle de persistance n'étant en mesure de donner des prévisions qu'au point du bassin versant où les débits sont évalués, il a été remarqué que l'approche proposée pouvait s'avérer utile dans l'objectif

de **fournir des prévisions de débits en des points non jaugés** du bassin versant (un modèle hydrologique pourrait en effet potentiellement simuler des débits d'autres points du bassin versant qu'à son exutoire). Cette observation s'avère par ailleurs aussi valable pour les autres cas d'applications qui ont été considérés.

Pour le deuxième cas d'application (*i.e.* **inutilisabilité des pluies passées**), les pluies ont seulement été considérées connues et utilisables à partir d'un pas de temps t_p . Celui-ci a dans un premier temps été considéré égal au dernier pas de temps d'inversion t représentant le temps présent. Les débits simulés au delà étaient alors obtenus avec des pluies inversées jusqu'à t et avec de pluies égales aux pluies observées au delà. La prolongation de la procédure d'inversion des pluies une heure, puis deux heures après le pas de temps de "récupération" des pluies t_p , a dans un deuxième temps aussi été testée (*i.e.* inversions des pluies avec $t = t_p + 1$ puis $t = t_p + 2$). Pour ce second cas d'application, il a d'une part été montré que l'approche proposée permettait d'**améliorer significativement les efficiences des prévision qu'aurait donné le modèle sans utilisation de la méthode ainsi que celles obtenues avec le modèle de persistance** aux horizons de prévisions 3h, 4h et 5h. Il a d'autre part aussi été montré que globalement, la **prolongation de la procédure d'inversion** au delà de la situation d'inutilisabilité des pluies passées, permettait d'**améliorer les efficiences des prévisions**.

Dans le dernier cas d'application (*i.e.* **correction des pluies**), les pluies ont été considérées connues et utilisables du début à la fin de tous les événements traités. Par ce cas d'application, nous avons en définitive cherché à évaluer l'utilité de corriger des pluies par la procédure d'inversion des pluies proposée. Les débits simulés au delà du dernier pas de temps d'inversion (*i.e.* temps présent) ont alors été obtenus avec : (1) des pluies inversées jusqu'à ce dernier pas de temps d'inversion (*i.e.* pluies corrigées) ; et (2) des pluies égales aux pluies observées au delà. Il a été montré que l'approche proposée permettait d'**améliorer globalement les efficiences des prévisions obtenues avec le modèle de persistance**. Cependant, celles-ci se sont aussi avérées **inférieures à celles données par le modèle n'utilisant que les pluies disponibles** (*i.e.* pluies observées).

De manière générale, l'approche proposée dans ce chapitre offre des **perspectives intéressantes pour la prévision des débits en temps réel**. Elle permettrait notamment d'**améliorer la justesse de la prévision des débits futurs dans des situations où les pluies passées s'avéreraient indisponibles ou erronées**. Il est tout de même à rappeler que les applications présentées dans ce chapitre sont basées sur des considérations arbitraires et parfois naïves, par exemple à propos de la disponibilité des pluies. Il apparaît nécessaire d'appliquer la méthode proposée à d'autres situations potentiellement plus concrètes pour venir corroborer (ou non) les conclusions émises dans cette section. L'inversion des pluies en temps réel pourrait par exemple être appliquée à de nombreux cas intermédiaires mais usuels pour lesquels des observations de pluies seraient fournies mais

s'avèreraient partiellement erronées et/ou incertaines. D'autres modèles hydrologiques pourraient aussi être employés.

Conclusion générale

Cette thèse aura pu être appréhendée de deux façons différentes. Ces deux interprétations que nous présentons ci-après répondent en définitive au même objectif : étendre le potentiel de la modélisation hydrologique à de nouveaux contextes, cas d'études et applications.

Nous avons d'une part cherché à résoudre par différents moyens un problème, dit **problème hydrologique** : connaître simultanément les forçages météorologiques, les effets des processus hydrologiques et les pronostics hydrologiques du système appelé **système hydrologique**. Dans cette thèse, il s'agissait concrètement de chercher à connaître les chronologies de pluies et de débits ainsi que de disposer d'un modèle hydrologique calibré (*i.e.* paramètres spécifiés). Un tel modèle devait en l'occurrence être en mesure de représenter de manière acceptable la transformation des pluies en débits à l'échelle d'un bassin versant donné. Une représentation appelée **espace des connaissances** et permettant d'appréhender les différents moyens de résoudre le problème hydrologique, selon les connaissances qu'ils nécessitent, a aussi été proposée (*cf.* figure H.1). Il s'agit pour simplifier d'un espace constitué de trois axes, sur lesquels peuvent se positionner des connaissances relatives aux différents éléments du système hydrologique (*i.e.* forçages, effets des processus et pronostics). Les approches permettant de résoudre le problème hydrologique y apparaissent comme des vecteurs, reliant les points positionnés selon les connaissances qu'elles exploitent, au point dit "Système hydrologique connu". Il s'agit alors du point positionné selon les connaissances considérées suffisantes de chacun des éléments du système hydrologique.

En associant aux connaissances exploitées par la **calibration** et la **simulation** (*cf.*

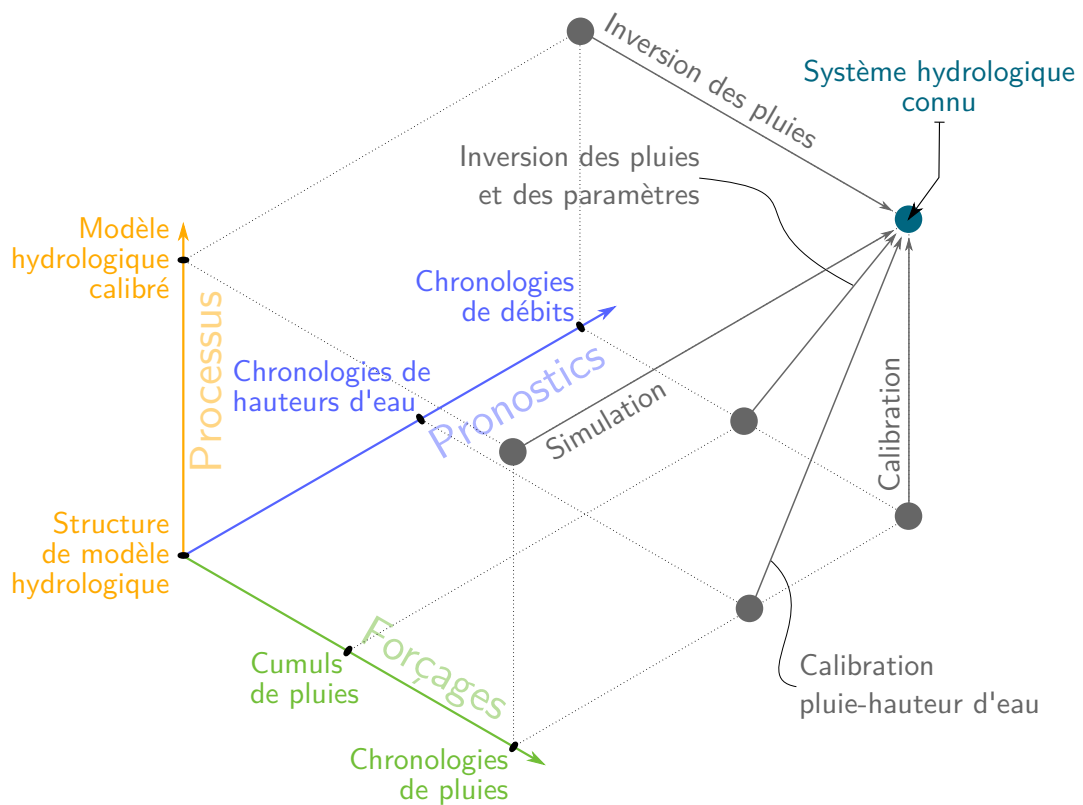


Figure H.1 – Représentation de l'espace des connaissances intégrant les différentes approches ayant été prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.

figure H.1), celles amenées par leurs résultats, il a de fait été montré que ces deux approches classiques permettaient de résoudre le problème hydrologique. Cependant, nous sommes aussi parvenus à obtenir ce résultat par de **nouvelles approches** nécessitant des connaissances différentes de celles exigées par ces deux dernières. Pour chacune d'entre elles, une méthode a été présentée, appliquée et donc montrée capable de remonter à la connaissance des trois éléments du système hydrologique tels que considérés dans cette thèse (*i.e.* pour simplifier, chronologies de pluies, chronologies de débits et modèle hydrologique calibré).

Par la première, une méthode d'**inversion des pluies des paramètres**, ce résultat a été obtenu à partir de cumuls de pluies, de chronologies de débits et d'une structure de modèle hydrologique. À partir de ces seules connaissances, la méthode proposée a donc été montrée capable de spécifier les paramètres d'un modèle hydrologique et d'estimer les chronologies des pluies concomitantes à celles des débits.

La deuxième méthode ayant permis de résoudre le problème hydrologique est une méthode d'**inversion des pluies**, approche récente en hydrologie. Elle a été montrée capable d'estimer des chronologies de pluies initialement inconnues à partir des chronologies de débits et en utilisant un modèle hydrologique calibré.

Par la dernière, une méthode de **calibration pluie-hauteur d'eau**, le problème hydrologique a été résolu à partir de chronologies concomitantes de pluies et de hauteurs d'eau, ainsi que d'une structure de modèle hydrologique. Les paramètres des modèles hydrologiques ont donc concrètement été spécifiés sans la connaissance de la courbe de tarage et sans mesures de débits. Cette méthode a d'ailleurs aussi été montrée capable d'estimer raisonnablement une telle courbe de tarage.

En définitive, à mesure de la progression dans la thèse, en plus de la calibration et de la simulation, de nouveaux vecteurs permettant de relier de nouvelles combinaisons de connaissances au "Système hydrologique connu", ont pu être ajoutés à l'espace des connaissances. Celui-ci apparaît alors comme un cadre conceptuel unifiant différentes approches à l'hydrologie, différentes approches permettant de répondre à une question commune : comment connaître le système hydrologique ?

Si chercher à répondre à cette question d'apparence théorique a en définitive constitué le premier objectif de cette thèse, cela nous a *in fine* amené à proposer des méthodes permettant d'**appréhender les systèmes hydrologiques** avec (1) **moins de connaissances** et/ou (2) **des connaissances différentes** et/ou (3) **des connaissances plus simples à obtenir** et/ou (4) **des connaissances moins incertaines**, que celles habituellement exigées. Ainsi, comme exposé dans les conclusions des chapitres E et F, ou pour l'une d'entre elle détaillé dans le chapitre G, les **perceptives d'applications** concrètes de ces méthodes sont **nombreuses** et apparaissent prometteuses. C'est pour toutes ces pers-

pectives que peut aussi s'interpréter cette thèse. La méthode d'inversion des pluies et des paramètres permet par exemple de calibrer un modèle hydrologique sans connaissance de la dynamique temporelle des pluies. Celle de calibration pluie-hauteur d'eau permet elle aussi de calibrer un modèle hydrologique mais cette fois en estimant une courbe de tarage sans connaissances s'y rapportant ni mesures de débits. Une application en temps réel de la méthode d'inversion des pluies visant à construire ou corriger en temps réel des chronologies de pluies a été montrée particulièrement prometteuse. Ces perspectives ont été exhaustivement présentées dans les conclusions des chapitres E et F (cf. respectivement pages 122 et 143), ou pour l'une d'entre elle au chapitre G (cf. page 149). Nous ne les ré-abordons pas dans cette conclusion générale et invitons le lecteur à se référer à ces chapitres pour leurs présentations. On se référera d'ailleurs aussi à ces dernières pour des renseignements relatifs aux perspectives de recherche soulevées par ces méthodes.

Bien que les **méthodes** proposées aient été développées dans une vue générale, sans *a priori* significatifs concernant le système hydrologique ou les modèles hydrologiques pour lesquels elles ont été testées, de futurs travaux devraient cependant se consacrer à les **tester sur d'autres systèmes hydrologiques** pour valider et généraliser leurs résultats. N'avoir corroborer ces méthodes que par l'unique application au système hydrologique du bassin versant de l'Ardèche à Vogüé constitue d'ailleurs l'une des limites principale à ce travail. D'autres tests sur d'autres systèmes hydrologiques s'avèrent par exemple indispensables afin de comprendre et/ou de mieux considérer les différentes incertitudes des méthodes proposées.

Une réflexion devra par ailleurs être menée sur l'**applicabilité des méthodes** proposées à d'**autres contextes hydrologiques**. Dans cette thèse, les forçages ont été réduits aux pluies et les pronostics aux débits à l'exutoire du bassin versant. Dans des contextes différents, l'évapotranspiration peut toutefois avoir des effets significatifs sur la quantité d'eau atteignant l'exutoire du bassin versant. Une percolation vers la nappe peut aussi s'avérer importante. Ces processus complexifient la relation pluie-débit. Une part importante des pluies peut par exemple ne plus se retrouver dans les débits. Ces nouveaux processus amènent à considérer des **forçages et des pronostics multiples** (e.g. chronologies de pertes par évapotranspiration fonction de chronologies de températures, chronologies de pluies, chronologies de débits, chronologies de niveaux de nappes, etc.). Ce n'est alors donc de fait plus une relation pluie-débit que doit être appréhendée, mais une **relation multi-forçage-multi-pronostic**. Dans de tels contextes, les méthodes développées dans cette thèse s'avèrent donc insuffisantes. Ces derniers ne constituent néanmoins pas des limites théoriques à la philosophie de ces méthodes. Par exemple, d'un contexte multi-forçage (e.g. pluies et températures), il est possible de se ramener à un contexte mono-forçage tel qu'étudié dans cette thèse en apportant la connaissance de l'un d'eux (e.g. ajouter la mesure de la chronologie des températures). Il peut également être envisagé de rechercher, à la façon du cumul événementiel des pluies, d'autres

contraintes simples et aisément accessibles à la mesure. Bien entendu, l'étude de ces contextes hydrologiques plus complexes nécessite l'utilisation de modèles hydrologiques plus complexes. C'est là l'intérêt de la philosophie de cette thèse d'avoir été construite indépendamment du choix des modèles utilisés.

Au delà de chercher à améliorer ces méthodes ou de chercher à exploiter d'autres connaissances avec ces dernières comme présenté dans les conclusions des chapitres E et F (e.g. utilisation de réflectivités radars pour contraindre la méthode d'inversion des pluies et des paramètres au lieu de cumuls de pluies ou exploitation de conductivités électriques au lieu des hauteurs d'eau par la méthode de calibration pluies/hauteurs d'eau, cf. pages 122 et 143), de futurs travaux pourraient aussi s'attacher à **faire apparaître de nouvelles approches dans l'espace des connaissances**.

En particulier, d'autres méthodes permettant de résoudre le problème hydrologique sans la connaissance des paramètres des modèles hydrologiques et en exploitant des connaissances différentes de celles exigées en calibration, en inversion des pluies et des paramètres ou en calibrations pluies-hauteur d'eau, pourraient être imaginées.

Il aura en effet pu être noté qu'en ayant été résolu par inversion des pluies et des paramètres, le problème hydrologique l'a objectivement été avec moins de connaissances qu'en calibration. Par calibration, celui-ci a en effet été résolu à partir de chronologies de pluies et de débits¹ alors que par inversion des pluies et des paramètres, ce résultat a été obtenu à partir de cumuls de pluies et de chronologies de débits seulement. Cette opération a donc été effectuée à partir des mêmes connaissances qu'en calibration, exceptée celle de la dynamique temporelle des pluies. Cette connaissance apparaît ainsi comme non nécessaire pour résoudre le problème hydrologique lorsque les cumuls de pluies et les chronologies de débits sont connus. Cela est notamment le cas en calibration puisque ces connaissances sont incluses dans celles que cette approche exploite.

Une constatation similaire peut aussi être faite en comparant les connaissances exploitées en calibration et en calibration pluie-hauteur d'eau. Cette dernière a permis de résoudre le problème hydrologique avec les mêmes connaissances que la calibration, exceptée celle de la courbe de tarage. Cette connaissance apparaît donc elle aussi comme non nécessaire pour résoudre le problème hydrologique lorsque les chronologie de pluies et de hauteurs d'eau sont disponibles. Cela est en particulier le cas en calibration puisque encore une fois, ces connaissances sont incluses dans celles que cette approche exploite.

Pour les deux raisons qui viennent d'être exposées, il peut d'une part être conclu que dans le contexte de cette thèse, une partie des connaissances exploitées en calibration s'avère non nécessaire pour résoudre le problème hydrologique. Cela définit ces connaissances, les **chronologies de pluies et de débits** concomitantes, comme **partiellement**

1. Pour plus de simplicité, nous omettons la structure de modèle hydrologique dans ce paragraphe.

redondantes [Shannon, 1948]. D'autre part, cela signifie que **la quantité de connaissances² nécessaire à la résolution du problème hydrologique et plus concrètement à la spécification des paramètres** d'un modèle hydrologique donné, peut être considérée **inférieure à la quantité de connaissances contenue dans les chronologies de pluies et de débits** concomitantes. Cela amène de fait à envisager la possibilité que d'autres combinaisons de données, apportant moins de connaissances que celle habituellement exigées, puissent aussi, *via* des méthodes adaptées, s'avérer suffisantes pour spécifier les paramètres de modèles hydrologiques et plus généralement pour résoudre le problème hydrologique.

2. au sens du contenu informatif, cf. section B - III - 3 en page 32

Bibliographie

- Ajami, N. K., Q. Duan, and S. Sorooshian (2006), Multimodel combination techniques for analysis of hydrological simulations : application to distributed model intercomparison project results, *Journal of Hydrometeorology*, 4(7), 755–768.
- Ambroise, B. (1999), *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*, Editions HGA.
- Andréassian, V., S. Bergstrom, N. Chahinian, Q. Duan, Y. Gusev, I. Littlewood, T. Mathévet, C. Michel, A. Montanari, G. Moretti, et al. (2006), Catalogue of the models used in MOPEX 2004/2005, *IAHS Publication*, 307, 41.
- Barth, T. (2012), Vers une observation inter-disciplinaire des phénomènes naturels sur les bassins versants de montagne : hydrogéologie à coût limité du bassin du Vorz (massif de Belledonne, Isère), Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Battail, G. (1997), *Théorie de l'information : application aux techniques de communication*, Collection pédagogique de télécommunication, Masson.
- Bayes, M., and M. Price (1763), An essay towards solving a problem in the doctrine of chances. by the late rev. mr. bayes, frs communicated by mr. price, in a letter to john canton, amfrs, *Philosophical Transactions (1683-1775)*, pp. 370–418.
- Bennett, C. H. (1988), Logical depth and physical complexity, in *The Universal Turing Machine : A Half-Century Survey*, pp. 227–257, Oxford University Press.
- Berne, A., G. Delrieu, J.-D. Creutin, and C. Obled (2004), Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology, *Journal of Hydrology*, 299, 166–179, doi :10.1016/j.jhydrol.2004.08.002.

- Beven, K. (1989), Changing ideas in hydrology : the case of physically-based models, *Journal of Hydrology*, 105, 157–172.
- Beven, K. (1993), Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling, *Advances in Water Resources*, 16, 41–51.
- Beven, K. (2001), *Rainfall-runoff modelling, The Primer*, Wiley.
- Beven, K. (2006), A manifesto for the equifinality thesis, *Journal of Hydrology*, 320(1–2), 18 – 36, doi :10.1016/j.jhydrol.2005.07.007.
- Beven, K., and A. Binley (1992), The future of distributed models : model calibration and predictive uncertainty, *Hydrological Processes*, pp. 279–298.
- Beven, K., and J. Freer (2001), Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, *Journal of Hydrology*, 249(1-4), 11–29.
- Beven, K., and M. Kirkby (1979), A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin*, pp. 43–69.
- Beven, K., and P. Smith (2014), Concepts of information content and likelihood in parameter calibration for hydrological simulation models, *Journal of Hydrologic Engineering*, 0(ja), null, doi :10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000991.
- Bonnans, J., J. Gilbert, C. Lemaréchal, and C. Sagastizábal (2006), *Numerical Optimization – Theoretical and Practical Aspects, seconde edition*, Universitext, Springer Verlag, Berlin.
- Bouvier, C., A. Crespy, and A. L. Dufour (2011), ATHYS, ATelier HYdrologique Spatialisé, <http://www.athys-soft.org/v1/Index.html>.
- Caplat, G. (2008), *Modèles et métamodèles*, PPUR Presses Polytechniques.
- Cappus, P. (1960), Etude des lois de l'écoulement. application au calcul et à la prévision des débits., *La Houille Blanche*, pp. 493–518.
- Castaigns, W. (2007), Sensitivity analysis and parameter estimation for hydrological modelling : potential and limitations of variational methods, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Castaigns, W., D. Dartus, F.-X. Le Dimet, and G.-M. Saulnier (2009), Sensitivity analysis and parameter estimation for distributed hydrological modeling : potential of variational methods, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(4), 503–517.

- Chaitin, G. J. (1966), On the length of programs for computing finite binary sequences, *Journal of the ACM (JACM)*, 13(4), 547–569.
- Chapon, B. (2006), Etude des pluies intenses dans la région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar météorologique. régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol, Ph.D. thesis, University Joseph Fourier, Grenoble I.
- Civate, M., and F. Mandel (2008), La mesure de la hauteur des précipitations, *Météo France*.
- Cover, T., and J. Thomas (2012), *Elements of Information Theory*, Wiley.
- Croke, B., T. Wagener, D. Post, J. Freer, and I. Littlewood (2008), Evaluating the information content of data for uncertainty reduction in hydrological modelling, in *Proceedings of the iEMSs Fourth Biennial Meeting : International Congress on Environmental Modelling and Software (iEMSs 2008)*. International Environmental Modelling and Software Society, Barcelona, Catalonia, pp. 1912–1926.
- Datin, R. (1998), Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOP-MODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Delahaye, J. P. (1999), *Information, complexité et hasard*, Langue, raisonnement, calcul, Hermes Science Publications.
- Delrieu, G. (2003), L'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais, *La Houille Blanche*, (6), 83–88, doi :10.1051/lhb/2003116.
- Delrieu, G., J. Nicol, E. Yates, P.-E. Kirstetter, J.-D. Creutin, S. Anquetin, C. Obled, G.-M. Saulnier, V. Ducrocq, E. Gaume, O. Payraastre, H. Andrieu, P.-A. Ayrat, C. Bouvier, L. Neppel, M. Livet, M. Lang, J. P. du Châtelet, A. Walpersdorf, and W. Wobrock (2005), The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeor*, 6(1), 34–52, doi :10.1175/JHM-400.1.
- Duan, Q. (2003), *Global Optimization for Watershed Model Calibration*, pp. 89–104, American Geophysical Union, doi :10.1002/9781118665671.ch6.
- Duan, Q., S. Sorooshian, and V. Gupta (1992), Effective and efficient global optimisation for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, 28(4), 1015–1031.
- Duan, Q., H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau, and R. Turcotte (2003), *Calibration of Watershed Models*, vol. 6, –345 pp., American Geophysical Union, Washington, DC.

- Duband, D. (1978), Fonction de transfert pluie-débit sur des bassins versants de l'ordre de 1000 km², *Tech. rep.*, Rapport Interne EDF-DTG.
- Duband, D., C. Obled, and J. Rodriguez (1993), Unit hydrograph revisited : an alternate iterative approach to uh and effective precipitation identification, *Journal of Hydrology*, 150, 115–149.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. Thouvenin (2008), A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. ii : Mesoscale triggering and stationarity factors, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630), 131–145, doi :10.1002/qj.199.
- Euser, T., H. C. Winsemius, M. Hrachowitz, F. Fenicia, S. Uhlenbrook, and H. H. G. Savenije (2013), A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5), 1893–1912, doi : 10.5194/hess-17-1893-2013.
- Freer, J., K. Beven, and B. Ambroise (1996), Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : an application of the GLUE approach, *Water Resources Research*, 32(7), 2161–2173, doi :10.1029/95WR03723.
- Garambois, P.-A. (2012), Etude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Elaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Gaume, E., M. Livet, M. Desbordes, and J.-P. Villeneuve (2004), Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 november 1999, *Journal of Hydrology*, 286, 135 – 154, doi :10.1016/j.jhydrol.2003.09.015.
- Gong, W., H. V. Gupta, D. Yang, K. Sricharan, and A. O. Hero (2013), Estimating epistemic and aleatory uncertainties during hydrologic modeling : An information theoretic approach, *Water Resources Research*, 49(4), 2253–2273, doi :10.1002/wrcr.20161.
- Grayson, R., and G. Blöchl (2001), *Spatial Patterns in Catchment Hydrology : Observations and Modelling*, Cambridge University Pres.
- Gupta, H., and S. Sorooshian (1998), Toward improved calibration of hydrologic models. Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34(4), 751–763.
- Gupta, H. V., T. Wagener, and Y. Liu (2008), Reconciling theory with observations : elements of a diagnostic approach to model evaluation, *Hydrological Processes*, 22(18), 3802–3813, doi :10.1002/hyp.6989.

- Gupta, H. V., H. Kling, K. K. Yilmaz, and G. F. Martinez (2009), Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : implications for improving hydrological modelling, *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80 – 91, doi :<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.
- Gupta, H. V., M. P. Clark, J. A. Vrugt, G. Abramowitz, and M. Ye (2012), Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy, *Water Resources Research*, 48(8), doi :[10.1029/2011WR011044](https://doi.org/10.1029/2011WR011044).
- Hauet, A. (2006), Estimation de débit et mesure de vitesse en rivière par large-scale particle image velocimetry, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- He, Y., A. Bárdossy, and E. Zehe (2011), A review of regionalisation for continuous streamflow simulation, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(11), 3539–3553, doi :[10.5194/hess-15-3539-2011](https://doi.org/10.5194/hess-15-3539-2011).
- Hewlett, J., and A. Hibbert (1967), Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, New York., pp. 275–290.
- Hornberger, G. M., and R. Spear (1981), Approach to the preliminary analysis of environmental systems, *Journal of Environmental Management*, 12(1).
- Horton, R. (1933), The role of infiltration in the hydrological cycle, *Transactions, American Geophysical Union*, 14, 446–460.
- Hubert, W. (2003), Dictionnaire français d'hydrologie, Centre National Français des Sciences Hydrologiques, commission de terminologie, [http ://www.cig.enscm.fr/ hubert/glu/indexdic.htm](http://www.cig.enscm.fr/hubert/glu/indexdic.htm).
- Jakeman, A., and G. Hornberger (1993), How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ?, *Water Resources Research*, 29(8), 2637–2649.
- Kavetski, D., S. W. Franks, and G. Kuczera (2002), Confronting input uncertainty in environmental modelling, in *Calibration of Watershed Models*, edited by Q. Duan, H. V. Gupta, S. Sorooshian, A. N. Rousseau, and R. Turcotte, pp. 49–68, AGU.
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006a), Calibration of conceptual hydrological models revisited : 1. Overcoming numerical artefacts, *Journal of Hydrology*, 320(1–2), 173 – 186, doi :[10.1016/j.jhydrol.2005.07.012](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.012).
- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. W. Franks (2006b), Calibration of conceptual hydrological models revisited : 2. Improving optimisation and analysis, *Journal of Hydrology*, 320(1–2), 187 – 201, doi :[10.1016/j.jhydrol.2005.07.013](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.013).

- Kavetski, D., G. Kuczera, and S. Franks (2006c), Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modelling : 1. theory., *Water Resources Research*, 42(W03407), doi : doi:10.1029/2005WR004368.
- Kirchner, J. W. (2006), Getting the right answers for the right reasons : linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology, *Water Resources Research*, 42(3), doi :10.1029/2005WR004362.
- Kirchner, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems : Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resources Research*, 45(2), n/a–n/a, doi :10.1029/2008WR006912.
- Kolmogorov, A. N. (1965), Three approaches to the definition of the concept “quantity of information”, *Problems of information transmission*, 1(1), 1–7.
- Krause, P., D. P. Boyle, and F. Bäse (2005), Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, *Advances in Geosciences*, 5, 89–97, doi :10.5194/adgeo-5-89-2005.
- Kuczera, G., D. Kavetski, S. Franks, and M. Thyer (2006), Towards a bayesian total error analysis of conceptual rainfall-runoff models : characterising model error using storm-dependent parameters, *Journal of Hydrology*, 331(1-2), 161–177, doi :10.1016/j.jhydrol.2006.05.010.
- Kuzmin, V., D.-J. Seo, and V. Koren (2008), Fast and efficient optimization of hydrologic model parameters using a priori estimates and stepwise line search, *Journal of Hydrology*, 353(1–2), 109 – 128, doi :10.1016/j.jhydrol.2008.02.001.
- Le Coz, J. (2012), A literature review of methods for estimating the uncertainty associated with stage-discharge relations, *WMO report PO6a*.
- Le Coz, J., B. Chastan, F. Védie, and G. Dramais (2007), Emplois de l’aDcp en rivière : une revue de synthèse, *La Houille Blanche*, (4), 119–130, doi :10.1051/lhb:2007042.
- Le Lay, M. (2006), Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l’étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin., Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Le Lay, M., and G. M. Saulnier (2007), Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events : case of the 8-9 september 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic events, *Geophysical Research Letters*, 34(L13401), doi :10.1029/2007GL029746.

- Le Lay, M., S. Galle, G. M. Saulnier, and I. Braud (2007), Exploring the relationship between hydroclomatic stationarity and rainfall-runoff model parameter stability : A case study in West Africa, *Water Resources Research*, 43(W07420), doi :10.1029/2006WR005257.
- Lebel, T., G. Bastin, C. Obled, and J. D. Creutin (1987), On the accuracy of areal rainfall estimation : A case study, *Water Resources Research*, 23(11), 2123–2134, doi :10.1029/WR023i011p02123.
- Legorgeu, C. (2013), Amélioration des estimations quantitatives des précipitations à hautes résolutions : comparaison de deux techniques combinant les observations et application à la vérification spatiale des modèles météorologiques, Ph.D. thesis, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.
- Li, C., V. P. Singh, and A. K. Mishra (2012), Entropy theory-based criterion for hydro-metric network evaluation and design : maximum information minimum redundancy, *Water Resources Research*, 48(5), doi :10.1029/2011WR011251.
- Liu, Y., and H. V. Gupta (2007), Uncertainty in hydrologic modeling : toward an integrated data assimilation framework, *Water Resources Research*, 43(7), doi : 10.1029/2006WR005756.
- Lovejoy, S., D. Schertzer, and P. Ladoy (1986), Fractal characterization of inhomogeneous geophysical measuring networks, *Nature*, 319, 43–44.
- Ly, S., C. Charles, and A. Degré (2013), Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale : a review, *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement= Biotechnology, Agronomy, Society and Environment [= BASE]*, 17(2).
- Maidment, D. (1993), *Handbook of Hydrology*, McGraw Hill, New York.
- Marchandise, A. (2007), Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques., Ph.D. thesis, Université de Montpellier II.
- Marty, R. (2010), Prévision hydrologique d'ensemble adaptée aux bassins à crue rapide. Elaboration de prévisions probabilistes de précipitations à 12 et 24 h. Désagrégation horaire conditionnelle pour la modélisation hydrologique. Application à des bassins de la région Cévennes-Vivarais., Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Matheron, G. (1963), Principles of geostatistics, *Economic geology*, 58(8), 1246–1266.

- Mathevet, T. (2005), Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants, Ph.D. thesis, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, Paris.
- Michon, T., G.-M. Saulnier, and W. Castaings (soumis.a), Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identification of parameters values and rainfall time series, *Water Resources Research*.
- Michon, T., G.-M. Saulnier, and W. Castaings (soumis.b), Heuristic inversion of rainfall-runoff models with simultaneous identification of parameters values and discharge rating-curve, *Water Resources Research*.
- Mishra, S., and V. Singh (2010), *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*, Water Science and Technology Library, Springer.
- Musy, A. (2005), Cours d'hydrologie générale, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Musy, A., and C. Higy (2004), *Hydrologie : Une science de la nature*, Collection Gérer l'environnement, Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Nash, J., and J. Sutcliffe (1970), River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282–290, doi :10.1016/0022-1694(70)90255-6.
- Nocedal, J., and S. J. Wright (1999), *Numerical optimization*, Springer verlag.
- Noronha, A., and J. Lee (2013), On the use of information theory to quantify parameter uncertainty in groundwater modeling, *Entropy*, 15(6), 2398–2414, doi : 10.3390/e15062398.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin (2008), A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. i : Numerical framework and synoptic ingredients, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630), 111–130, doi :10.1002/qj.200.
- Obled, C., and I. Zin (2004), TOPMODEL : principes de fonctionnement et applications, *La Houille Blanche*, (1), 65–77, doi :10.1051/lhb:200401009.
- Obled, C., I. Zin, and B. Hingray (2009), Choix des pas de temps et d'espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues, *La Houille Blanche*, (5), 81–87, doi :10.1051/lhb/2009059.
- Oreskes, N., K. Schrader-Frechette, and K. Belitz (1994), Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences, *Science*, 263, 641–644.

- Pareto, V. (1906), *Manuale di economia politica*, vol. 13, Societa Editrice.
- Pareto, V. (2014), *Manual of Political Economy : A Critical and Variorum Edition*, Oxford University Press.
- Pellenq, J. (2002), Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des transferts sols-végétation-atmosphère, application à la spatialisation et à l'assimilation des données du satellite smos, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Perrin, C. (2000), Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian (2001), Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments, *Journal of Hydrology*, 242(3), 275–301.
- Perrin, C., C. Michel, and V. Andréassian (2003), Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation, *Journal of Hydrology*, 279, 275–289, doi :10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- Rodriguez, J., D. Sempere-Torres, C. Obled, and M. Kawa (1989), Nouvelles perspectives de développement dans la modélisation des pluies efficaces par application de la méthode DPFT, in *IAHS Symposium, Baltimore, IAHS Publication*, vol. 181, pp. 235–244.
- Saltelli, A., K. Chan, and E. Scott (2000), *Sensitivity analysis*, Wiley series in probability and statistics, Wiley.
- Salvadori, G., D. Schertzer, and S. Lovejoy (2001), Multifractal objective analysis : conditioning and interpolation, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 15(4), 261–283, doi :10.1007/s004770100070.
- Saulnier, G.-M. (1996), Information pédologique spatialisée et traitement topographique améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Saulnier, G.-M., and R. Datin (2004), Analytical solution to a bias in the topmodel framework balance, *Hydrological Processes*, 18(7), 1195–1218, doi :10.1002/hyp.1346.
- Saulnier, G.-M., and M. Le Lay (2009), Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France), *Water Resources Research*, 45(W10425), doi :10.1029/2008WR006906.
- Saulnier, G.-M., K. Beven, and C. Obled (1997a), Including spatially variable soil depth in TOPMODEL, *Journal of Hydrology*, 202, 158–172, doi :10.1016/S0022-1694(97)00059-0.

- Saulnier, G.-M., K. Beven, and C. Obled (1997b), Digital elevation analysis for distributed hydrological modeling : Reducing scale dependence in effective hydraulic conductivity values, *Water Resources Research*, 33(9), 2097–2101, doi :10.1029/97WR00652.
- Saulnier, G.-M., C. Obled, and K. Beven (1997c), Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework, *Hydrological Processes*, 11(9), 1331–1346, doi :10.1002/(SICI)1099-1085(199707)11:9<1331::AID-HYP563>3.0.CO;2-9.
- Saulnier, G.-M., T. Michon, and W. Castaings (2012), Redundant information in the rainfall-runoff relationship, in *CCN, Catchment Change Network international conference*, Lancaster, Royaume-Uni, edytem Equipe Archives Continentales 2011-2015.
- Seo, D.-J., V. Koren, and N. Cajina (2003), Real-time variational assimilation of hydrologic and hydrometeorological data into operational hydrologic forecasting, *J. Hydrometeorol*, 4(3), 627–641, doi :10.1175/1525-7541(2003)004<0627:RVAOHA>2.0.CO;2.
- Shannon, C. E. (1948), A mathematical theory of communication, *The Bell System Technical Journal*, 27, 379–423, 623–656.
- Shannon, C. E., and W. Weaver (1949), *The Mathematical Theory of Communication*, University of Illinois Press.
- Sherman, L. (1932), Streamflow from rainfall by unit hydrograph method, *Engineering News Record*, 108, 501–505.
- Solomonoff, R. (1964), A formal theory of inductive inference. Part I, *Information and Control*, 7(1), 1–22.
- Sorooshian, S., and F. Arfi (1982), Response surface parameter sensitivity analysis methods for postcalibration studies, *Water Resources Research*, 18(5), 1531–1538.
- Teuling, A. J., I. Lehner, J. W. Kirchner, and S. I. Seneviratne (2010), Catchments as simple dynamical systems : Experience from a swiss prealpine catchment, *Water Resources Research*, 46(10), n/a–n/a, doi :10.1029/2009WR008777.
- Thiessen, A. H. (1911), Precipitation averages for large areas, *Monthly Weather Review*, 39(7), 1082–1089.
- van Esse, W. R., C. Perrin, M. J. Booij, D. C. M. Augustijn, F. Fenicia, D. Kavetski, and F. Lobligois (2013), The influence of conceptual model structure on model performance : a comparative study for 237 french catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(10), 4227–4239, doi :10.5194/hess-17-4227-2013.

- Vrugt, J. A., and M. Sadegh (2013), Toward diagnostic model calibration and evaluation : Approximate bayesian computation, *Water Resources Research*, 49(7), 4335–4345, doi :10.1002/wrcr.20354.
- Vrugt, J. A., W. Bouten, H. V. Gupta, and S. Sorooshian (2002), Toward improved identifiability of hydrologic model parameters : the information content of experimental data, *Water Resources Research*, 38(12), 48–1–48–13, doi :10.1029/2001WR001118.
- Vrugt, J. A., H. V. Gupta, L. A. Bastidas, W. Bouten, and S. Sorooshian (2003), Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models, *Water Resources Research*, 39(8).
- Vrugt, J. A., C. J. F. ter Braak, M. P. Clark, J. M. Hyman, and B. A. Robinson (2008a), Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling : Doing hydrology backward with markov chain monte carlo simulation, *Water Resources Research*, 44(12), n/a–n/a, doi :10.1029/2007WR006720.
- Vrugt, J. A., C. J. Braak, H. V. Gupta, and B. A. Robinson (2008b), Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) bayesian approaches in hydrologic modeling ?, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(7), 1011–1026, doi : 10.1007/s00477-008-0274-y.
- Vrugt, J. A., C. J. ter Braak, C. G. Diks, and G. Schoups (2013), Hydrologic data assimilation using particle markov chain monte carlo simulation : theory, concepts and applications, *Advances in Water Resources*, 51(0), 457 – 478, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.04.002.
- Wagener, T., N. McIntyre, M. J. Lees, H. S. Wheater, and H. V. Gupta (2003), Towards reduced uncertainty in conceptual rainfall-runoff modelling : dynamic identifiability analysis, *Hydrological Processes*, 17, 455–476.
- Weijs, S. V., and N. van de Giesen (2013), An information-theoretical perspective on weighted ensemble forecasts, *Journal of Hydrology*, 498(0), 177 – 190, doi :http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.06.033.
- Weijs, S. V., G. Schoups, and N. van de Giesen (2010), Why hydrological predictions should be evaluated using information theory, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(12), 2545–2558, doi :10.5194/hess-14-2545-2010.
- Weijs, S. V., N. van de Giesen, and M. B. Parlange (2013a), Data compression to define information content of hydrological time series, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8), 3171–3187, doi :10.5194/hess-17-3171-2013.

- Weijs, S. V., R. Mutzner, and M. B. Parlange (2013b), Could electrical conductivity replace water level in rating curves for alpine streams?, *Water Resources Research*, 49(1), 343–351, doi :10.1029/2012WR012181.
- Wolfe, P. (1969), Convergence conditions for ascent methods, *SIAM Review*, 11(2), 226–235, doi :10.1137/1011036.
- Yapo, P., H. Gupta, and S. Sorooshian (1998), Multi-objective global optimization for hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 204, 83–97.
- Zin, I. (2002), Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble.

Table des figures

A.1	“Le pont du Gard” (©Yves Dequenne, oct. 2009) et le pont du Gard lors de la “Crue historique des Gardons le 9 septembre 2002” (©garinimes).	8
A.2	Cartogramme montrant la répartition de la ressource en eau douce dans le monde en 2003 (©Sasi Group (University of Sheffield) and Mark Newman (University of Michigan), données provenant du United Nations Environment Programme). La taille du territoire représente la proportion de la ressource en eau douce sur le territoire par rapport au total de la ressource en eau douce dans le monde.	9
A.3	Pluviomètre à lecture directe ©Météo-France (tiré de <i>Civate and Mandel</i> [2008]).	12
A.4	Exemple de jaugeage de la Garonne par aDcp (sorti du logiciel WinRiver®). Le graphique du haut donne la répartition des vitesses dans la rivière, celui du bas donne la trajectoire de l’aDcp (en rouge) ainsi que les vitesses moyennes sur la verticale (en bleu) (tiré de <i>Le Coz et al.</i> [2007]). . . .	14
A.5	Mesures de hauteurs d’eau et de vitesses en surface par analyse d’images par le capteur RiverBoard® (cf. http://tenevia.com/).	15
A.6	Illustrations de la non-linéarité de la transformation des pluies en débits.	17
B.1	Représentation préliminaire de l’espace des connaissances	27
B.2	Représentation de l’espace des connaissances, intégrant les approches de calibration, de simulation et d’inversion des pluies. Celles-ci permettent toutes, par l’exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes) de remonter à la connaissance de tous les éléments du système hydrologique.	29

C.1	Phénomène de masque par le relief (tiré de Chapon [2006]).	39
C.2	Exemple de jaugeage de la Leyse par aDcp (sorti du logiciel RiverSurveyor®). Le graphique donne la répartition des vitesses dans la rivière. Dans la zone en noir, les vitesses mesurées ne sont pas estimées de façon satisfaisante et ne sont pas prises en compte dans le calcul de débit.	41
C.3	Étapes amenant à l'identification d'une modélisation (tiré et modifié de Beven [2001] et de Gupta et al. [2012]).	44
C.4	Représentation conceptuelle de la relation entre la complexité du mo- dèle, la quantité d'informations disponible et la performance prédictive du modèle (tiré de Grayson and Blöchl [2001]).	46
C.5	Procédure de calibration visant à identifier le jeu de paramètre optimal (tiré et modifié de Vrugt et al. [2008a]).	52
C.6	Surface de réponse présentant les différences entre une stratégie de re- cherche globale d'optimum (étoiles bleues) et une stratégie de recherche locale d'optimum (étoiles oranges et flèches noires) (tiré et modifié de Kuzmin et al. [2008]). Le degré de gris renseigne la valeur de la fonction objectif (plus le gris est foncé, plus le pronostic donné par le modèle est "proche" de celui connu par observation).	56
C.7	Sources d'incertitudes en modélisation hydrologique (tiré de Castaings [2007]).	60
D.1	Bassin versant de l'Ardèche à Vogüé, 640km ²	73
D.2	Courbe de tarage de référence utilisée pour interpoler la relation hauteurs d'eau-débit à la station hydrométrique de Vogüé. Les couples Qobs/Hobs illustrent l'instabilité limitée et négligée de cette relation sur la période temporelle considérée (cf. détails dans le texte en section D - II - 3, page 75).	77
D.3	Représentation de l'espace des connaissances intégrant la calibration et la simulation. Ces deux approches permettront, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	82
D.4	Vue d'ensemble du processus de calibration (tiré et modifié de Vrugt et al. [2008a]).	83
D.5	Distributions cumulées des efficacités de Nash des 17 événements simulés par les trois modèles calibrés.	88
D.6	Représentation de l'espace des connaissances intégrant la calibration et la simulation. Ces deux approches ont été prouvées capables, par l'exploita- tion de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	91

E.1	Représentation de l'espace des connaissances intégrant les approches d'inversion des pluies et des paramètres et d'inversion des pluies qui seront prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissance (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	94
E.2	Comparaison des chronologies de pluies de référence avec les chronologies de pluies inversées avec TOPSIMPL, GR4H et SCSRES pour les 17 événements considérés dans cette thèse	113
E.3	Comparaison des chronologies de pluies de référence avec les chronologies de pluies inversées avec TOPSIMPL, GR4H et SCSRES pour les événements 8604, 8704 et 8801.	114
E.4	Erreurs (%) entre les cumuls événementiels des pluies de références et les cumuls événementiels des pluies inversées avec les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES.	115
E.5	Distributions cumulées de critères comparant les chronologies de pluies inversées aux chronologies de pluies de référence. Les arrières-plans en marron indiquent les gammes de valeurs pouvant être considérées comme bonnes de ces critères.	116
E.6	Représentation de l'espace des connaissances intégrant les approches d'inversion des pluies et des paramètres et d'inversion des pluies ayant été prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	121
F.1	Représentation de l'espace des connaissances intégrant l'approche de calibration pluie-hauteur d'eau qui sera prouvée capable, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	126
F.2	Représentation de l'espace des connaissances intégrant l'approche de calibration pluie-hauteur d'eau ayant été prouvée capable, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	142
G.1	Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 42h à 45h).	154
G.2	Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 52h à 57h.	155

G.3	Procédure d'inversion des pluies appliquée à partir des débits observés entre le début et un instant t de l'événement 8704, pour t allant de 58h à la fin de l'événement (<i>i.e.</i> 119h).	156
G.4	Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t+dt$, sous l'hypothèse de pluies futures nulles. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.	160
G.5	Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t+dt$, sous l'hypothèse de pluies futures connues à partir de t inclus. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.	163
G.6	Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t+dt$, sous l'hypothèse de pluies connues à partir de t_p . t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.	166
G.7	Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et simulés à $t+dt$, sous l'hypothèse de pluies passées et futures connues. t représente le dernier pas de temps d'inversion et dt évolue de 1h à 5h.	168
H.1	Représentation de l'espace des connaissances intégrant les différentes approches ayant été prouvées capables, par l'exploitation de certaines connaissances (positionnées sur les axes), de remonter à la connaissance raisonnable de tous les éléments du système hydrologique.	174

Table des tableaux

D.1	Caractéristiques des événements sélectionnés.	76
D.2	Résultats des calibrations des modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES.	86
D.3	Efficiences de Nash calculées entre les débits observés et les débits simulés par les modèles TOPSIMPL, GR4H et SCSRES calibrés, pour chacun des événements disponibles.	87
G.1	Résultats de la calibration du modèle TOPSIMPL.	151

